

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**CARACTERIZAÇÃO E DESCRIÇÃO DE MINERAIS PESADOS NA  
REGIÃO DE DIAMANTINA, MINAS GERAIS**

TF Nº 22/58

THALITA ARAUJO SCOMPARIN  
ORIENTADOR: PROFESSOR DR. DANIEL ATENCIO

SÃO PAULO  
2022

## RESUMO

Foram estudados minerais de sedimentos de um concentrado de peneira proveniente do Garimpo do Funil da Sopa (antiga Lavra do Contratador), situado nas margens do Rio Jequitinhonha, no distrito de Maria Nunes, em Diamantina, Minas Gerais, utilizando métodos como difração de raios X, microscopia eletrônica de varredura, análises químicas por fluorescência de raios X, EDS e microssonda eletrônica. Os sedimentos aqui estudados são provenientes de aluviões recentes do Rio Jequitinhonha, formados a partir da Formação Sopa-Brumadinho. Identificaram-se quartzo, cianita, pirofilita, muscovita, clorita, montmorillonita, goethita, magnetita, hematita, ilmenita, turmalina, rutilo, caulinita, criptomelana, goyazita e zircão. Entre estes há que destacar que o mineral pirofilita foi descrito aqui pela primeira vez nestes sedimentos. Além disso, observou-se um novo tipo de ocorrência para o mineral goyazita na forma de preenchimento de fraturas ou planos de clivagem em cianita. Conclui-se então que estudos detalhados de mineralogia, até o momento inexistentes para os satélites de diamantes, são muito importantes para caracterizar detalhadamente essa ocorrência, o que poderá trazer informações importantes sobre a origem e sobre a história das rochas da região de Diamantina.

Palavras-chave: mineralogia, minerais pesados, satélites de diamantes, Diamantina, cianita, pirofilita

## ABSTRACT

Sediment minerals from a sieve concentrate from Garimpo do Funil da Sopa (formerly Lavra do Contratador), located on the banks of the Jequitinhonha River, in the district of Maria Nunes, in Diamantina, Minas Gerais, were studied using methods such as X-ray diffraction, scanning electron microscopy, chemical analysis by X-ray fluorescence, EDS and electron microprobe. The sediments studied here come from recent alluvium of the Jequitinhonha River, formed from the Sopa-Brumadinho Formation. Quartz, kyanite, pyrophyllite, muscovite, chlorite, montmorillonite, goethite, magnetite, hematite, ilmenite, tourmaline, rutile, kaolinite, cryptomelane, goyazite and zircon were identified. Among these, it should be noted that the mineral pyrophyllite was described here for the first time in these sediments. Furthermore, a new type of occurrence was observed for the mineral goyazite in the form of filling of fractures or cleavage planes in kyanite. It is therefore concluded that detailed mineralogy studies, which have not yet been available for diamond satellites, are very important to characterize this occurrence in detail, which could bring important information about the origin and history of the rocks in the Diamantina region.

Keywords: mineralogy, heavy minerals, diamond satellites, Diamantina, kyanite, pyrophyllite

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO</b>	5
<b>2 METAS E OBJETIVOS</b>	6
<b>3 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO</b>	6
3.1 Localização geográfica	6
3.2 Geologia	7
3.3 Formação Sopa-Brumadinho	8
3.4 Aluviões recentes do Rio Jequitinhonha	10
3.5 Satélites de diamante	11
3.6 Minerais pesados	12
<b>4 MATERIAIS E MÉTODOS</b>	13
4.1 Lupa Binocular	13
4.2 Fluorescência de raios X	14
4.3 Difração de raios X	16
4.4 Microscopia eletrônica de varredura	17
4.5 Microsonda eletrônica	21
<b>5 RESULTADOS OBTIDOS</b>	23
5.1 Minerais identificados	24
5.1.1 Quartzo	24
5.1.2 Cianita	26
5.1.3 Pirofilita	30
5.1.4 Muscovita	30
5.1.5 Clorita	31
5.1.6 Montmorillonita	32
5.1.7 Goethita	32
5.1.8 Magnetita	33
5.1.9 Hematita	34
5.1.10 Ilmenita	35
5.1.11 Turmalina	36
5.1.12 Rutilo	37
5.1.13 Caulinita	39

5.1.14 Criptomelana	40
5.1.15 Goyazita	41
5.1.16 Zircão	41
<b>6 INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS</b>	<b>42</b>
<b>7 CONCLUSÕES</b>	<b>45</b>
<b>8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>46</b>

## 1. INTRODUÇÃO

A ciência dos minerais, também chamada de Mineralogia, é um ramo científico abrangente e interdisciplinar que está intimamente correlacionado à Geologia devido ao processo de cristalização dos minerais formadores de rochas. A definição de um mineral está pautada tanto em aspectos químicos quanto estruturais, como veremos ao longo deste trabalho.

Aqui foram estudados minerais de sedimentos de um concentrado de peneira proveniente do Garimpo do Funil da Sopa (antiga Lavra do Contratador), situado nas margens do Rio Jequitinhonha, no distrito de Maria Nunes, em Diamantina, Minas Gerais, estabelecendo relações entre os minerais pesados e os satélites de diamante por meio da caracterização, destacando suas particularidades, e por meio da descrição, retratando as imagens captadas pelos métodos analíticos; visando em ambas as vertentes pormenorizar os minerais pesados.

Em geral, conforme o diâmetro dos grãos, o sedimento para estudo apresenta concentrados de minerais na fração granulométrica de areia grossa (0,5 a 1 mm) e areia muito grossa (1 a 2 mm), de cascalho com grânulos fino (2 a 4 mm) e seixos médios (4 a 64 mm), com grãos parcialmente intemperizados, textura média (0,06 a 2 mm) a grossa (> 2mm), grau de esfericidade baixa, sub-arredondados a arredondados, com densidades maiores que 2,6 g/cm<sup>3</sup> (característica de minerais pesados).

A coleta do material de estudo foi realizada pelo ex-aluno do Instituto de Geociências da USP, o geólogo Rafael Hernandes Corrêa Silva. A propriedade em que a coleta dos sedimentos foi feita pertence a sua família há seis gerações. Seu tataravô comprou as terras diamantíferas da neta de Chica (ou Xica) da Silva, figura altamente relevante no contexto histórico social durante o auge do período da mineração daquele Estado, ocorrido no século XVIII.

O local onde o material foi coletado era antigamente conhecido como Lavra do Contratador, fazendo alusão a João Fernandes de Oliveira, nascido em 1727 em Mariana, Minas Gerais, filho de um rico contratador de diamantes português. De acordo com Furtado (2003), João Fernandes de Oliveira retornou ao Brasil após concluir seus estudos em Portugal, assumindo o cargo do pai no Arraial do Tijuco (atual cidade de Diamantina), que então pertencia ao município do Serro, Minas Gerais, durante a segunda metade do século XVIII; ao longo de mais de um século o arraial do Tijuco manteve-se como o maior produtor mundial de diamantes. Ali, o então contratador comprou a escrava Chica da Silva, que pouco tempo depois foi por ele alforriada, tornando-se sua esposa e mãe de seus treze filhos. Após

uma união estável e consensual de 15 anos com o homem mais rico e poderoso do Distrito Diamantino, Francisca da Silva de Oliveira, ou apenas Chica da Silva (Serro, ca. 1732 – 15 de fevereiro de 1796), uma escrava alforriada, atinge posição de destaque na sociedade local durante o apogeu da exploração de diamantes no Brasil, dando origem a diversos mitos que permeiam a cidade histórica de Diamantina até os dias atuais.

## **2. METAS E OBJETIVOS**

O material em estudo é do mesmo tipo de sedimentos pesquisados por Hussak (1917), onde foram identificados os minerais novos gozeixita, goyazita e florencita-(Ce).

Em tempos passados, ainda não se dispunha de difração de raios X, microscopia eletrônica de varredura ou microsonda eletrônica, o que impediu estudos pormenorizados. Curiosamente, esses sedimentos não foram posteriormente estudados em detalhe, sendo que a descoberta e caracterização de minerais novos como senaíta e bahianita provêm de sedimentos da Chapada Diamantina, análogos aos dos sedimentos da região de Diamantina.

Este trabalho de formatura teve como objetivo efetuar o estudo mineralógico de um concentrado histórico de Diamantina, constituído principalmente por minerais pesados, utilizando métodos como difração de raios X (DRX), microscopia eletrônica de varredura (MEV), análises químicas por fluorescência de raios X (FRX), espectroscopia por energia de dispersão (EDS) e microsonda eletrônica (ME).

## **3. LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO**

### **3.1 Localização geográfica**

O Distrito Diamantino engloba a cidade de Diamantina e seus municípios adjacentes, sendo permeado pelo rio Jequitinhonha e afluentes, como o Ribeirão Tabatinga, e delimitado em sua porção oeste pela Serra do Espinhaço, conhecida popularmente como a Serra dos Diamantes, cuja unidade geomorfológica tem início na porção leste do Quadrilátero Ferrífero e se estende até o noroeste da Bahia, com terminação na Chapada Diamantina. A região possui geomorfologia elevada, com terrenos altiplanos irregulares e extensos, conhecidos como Planalto Atlântico, com altitude média de 800 a 1200 metros acima do nível do mar,

sendo um local moldado por eventos geológicos contínuos e pela ação intempérica ao longo do tempo, resultando em uma faixa estreita, que varia longitudinalmente entre 50 km e 100 km, e extensão, atingindo latitudinalmente 1000 km de extensão.

Diamantina situa-se na porção central da Serra do Espinhaço Meridional, setor mais intensamente estudado da Serra do Espinhaço. A serra se estende por mais de 1200 km – desde o norte do Quadrilátero Ferrífero, em Minas Gerais, até a porção central da Bahia – e representa um dos mais importantes acidentes geográficos do Brasil, dividindo a bacia do Rio São Francisco das bacias que desaguam diretamente no oceano Atlântico (KUCHENBECKER *et al.*, 2016).



Figura 1. Local de coleta dos sedimentos: margem do rio Jequitinhonha, no distrito de Maria Nunes, Diamantina, Minas Gerais (google Maps).

### 3.2 Geologia

A cidade de Diamantina está inserida no contexto da Serra do Espinhaço Meridional, em que afloram seqüências quartzíticas pertencentes ao Supergrupo Espinhaço, depositadas em idades entre 1,7 e 1,3 Ga, referentes ao Paleoproterozoico e Mesoproterozoico, respectivamente, evoluindo em um sistema de margem passiva, com conglomerado na base (Formação Sopa Brumadinho), evoluindo para um pacote de rochas arenosas (filitos e quartzitos do Supergrupo Espinhaço), sobre o embasamento arqueano do Crato São Francisco. Os sedimentos em estudo são provenientes de aluviões recentes do Rio

Jequitinhonha. A distribuição dos sedimentos ao longo da região de Diamantina deu-se a partir da dispersão dos sedimentos por meio do intemperismo e do transporte sofrido pelos grãos de sedimentos naturais da Formação Sopa-Brumadinho.

O Supergrupo Espinhaço é a sequência geológica que sustenta a serra, e na qual ocorrem intercalados em sua porção basal conglomerados diamantíferos, de idade pré-cambriana, como o Conglomerados Sopa, responsável por ser a fonte proveniente do mineral para esta região mais ao sul da Serra do Espinhaço, sendo os conglomerados depositados em diversos sistemas de leques aluviais, progradantes de oeste para leste, trazendo os diamantes de uma fonte próxima.

Os conglomerados diamantíferos do Supergrupo Espinhaço são atribuídos à Formação Grão Mogol, uma sequência sedimentar de idade ligeiramente mais nova que a Formação Sopa-Brumadinho que ocorre na região de Diamantina. Depósitos mais recentes, como os aluviões do Rio Jequitinhonha, estão relacionados com a desagregação e transporte longo de sedimentos provenientes de processos erosivos ocorridos nesses conglomerados, revelando que os diamantes, e os satélites que o acompanham, possuem origem primária longínqua e que foram reciclados várias vezes até alcançarem o sítio de sedimentação nos conglomerados proterozóicos das Formações Sopa Brumadinho e Grão Mogol, sendo a região cratônica situada a oeste (Cráton São Francisco) uma possível área fonte para os diamantes e seus minerais indicadores (CHAVES, 1997).

### **3.3 Formação Sopa-Brumadinho**

Conforme ressaltado por Kuchenbecker *et al.* (2016), a Formação Sopa-Brumadinho mostra ampla distribuição espacial e caráter litológico heterogêneo, tendo sido intensamente estudada devido ao seu potencial diamantífero. O horizonte diamantífero da unidade (SCHÖLL & FOGAÇA, 1979) apresenta quartzitos ferruginosos e lentes de metaconglomerado polimítico, que registram ambientes fluviais e de leques aluviais (ALMEIDA-ABREU, 1996).

Os metaconglomerados proterozóicos da Formação Sopa-Brumadinho (Supergrupo Espinhaço) são parte constituinte das províncias diamantíferas do norte do Estado de Minas Gerais e afloram em alguns terrenos ao longo do rio Jequitinhonha e seus afluentes, sendo as principais lavras as de Morrinhos, Damásio, Chalé e Califórnia, para o campo diamantífero chamado Sopa-Guinda, conforme indica o mapa geológico na Figura 2.

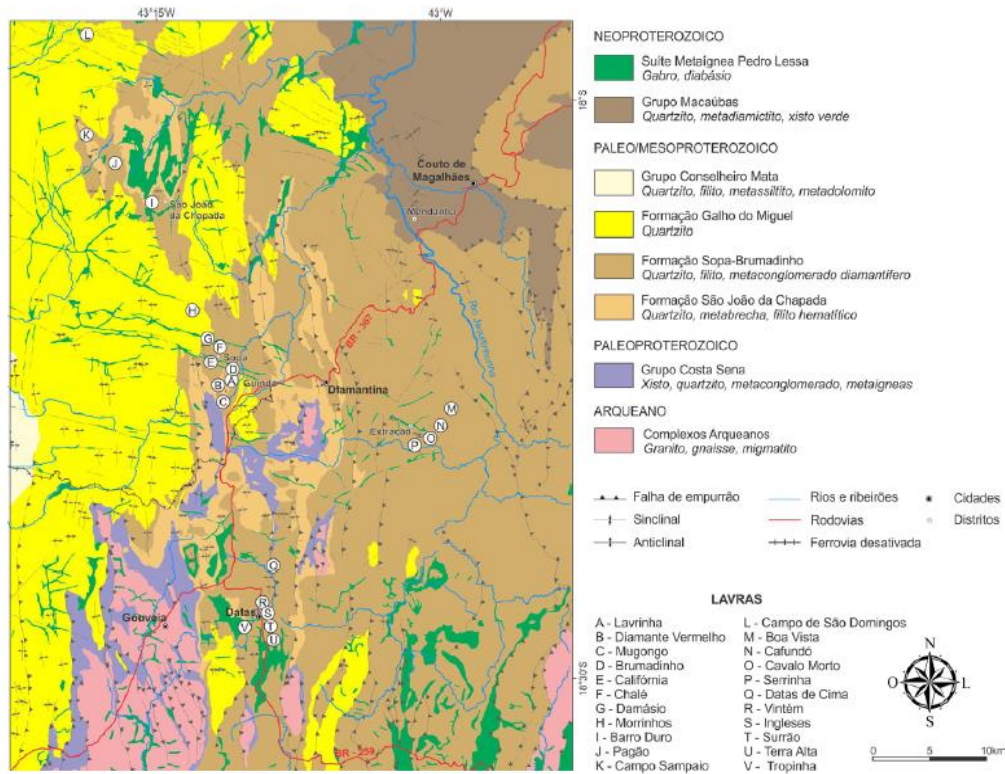


Figura 2. Mapa geológico simplificado da região de Diamantina com destaque para a localização das principais lavras de diamante da região (KUCHENBECKER *et al.*, 2016).

As características da Formação Sopa-Brumadinho foram sintetizadas por Dossin *et al.* (1990). O início da sua deposição é marcado pela passagem de quartzitos de granulação média a grossa da Formação São João da Chapada a quartzitos micáceos finos e com estratificações plano-paralelas e cruzadas de baixo ângulo, com intercalações de filitos e metassiltitos de espessura centimétrica a métrica, sugerindo a ocorrência de um rápido evento transgressivo com instalação de um ambiente marinho raso. Para o topo, os quartzitos apresentam granulação variável de fina a grossa, com estratificações cruzadas tabulares e acanaladas de baixo ângulo e, localmente, intercalações filíticas. É frequente nos quartzitos a ocorrência de lentes de metaconglomerado polimítico com seixos de quartzitos, filito, metaconglomerado e quartzo, em matriz arenosa, muitas vezes diamantífera. A tipologia e o arranjo litológico, bem como a associação de estruturas sedimentares, sugerem deposição mais continental, do tipo fluvial *braided*. Leques aluviais desenvolvem-se simultaneamente, relacionados ao avanço do sistema fluvial. Metaconglomerados com seixos subarredondados a angulosos de quartzo, quartzito e, subordinadamente, filito, suportados por uma matriz ora quartzítica de granulação muito fina, ora filítica, registram os fluxos de detritos associados. Intercalações lenticulares de quartzitos mostrando intervalos com estratificação *fining up* podem ocorrer. Lateralmente, em direção às porções mais distais dos leques individuais, os detritos grossos passam lateral e verticalmente a quartzitos cada vez mais finos, os quais podem gradar a filitos.

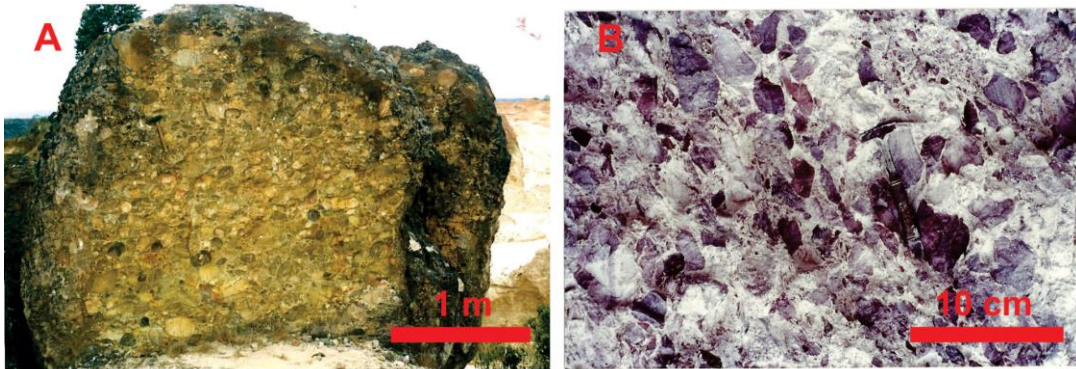


Figura 3. Em (A) Conglomerado Sopa (Formação Sopa Brumadinho) típico afloramento na Lavra Lavrinha, área de Sopa-Guinda (Diamantina). (B) Detalhe da formação na lavra Brumadinho, também mineralizada, nesta área (CHAVES,1997).

A característica dos conglomerados apresenta forma dos corpos lenticulares, com espessura máxima de 12 m, matriz predominante arenosa, com clastos sustentados mal selecionados, de tamanho máximo de 0,8 m, grau de esfericidade baixa e subarredondados.

A exploração regional intensa ocorrida nos últimos dois séculos resultou em uma paisagem com grandes monólitos, onde a matriz mais resistente continua preservada (CHAVES & CARDOSO, 2003).

### 3.4 Aluviões recentes do Rio Jequitinhonha

Os sedimentos aqui estudados são provenientes de aluviões recentes do Rio Jequitinhonha, formados a partir da Formação Sopa-Brumadinho. Na sua parte superior os vales são apertados e formam *canyons* entalhados sobre as rochas quartzíticas, sendo controlados pela própria estrutura da Serra do Espinhaço, em que os cascalhos diamantíferos raramente ultrapassam 0,5 m de espessura, onde centenas de garimpeiros exercem seu trabalho na zona serrana utilizando *flats* inferiores a 30 cm por meio de bombas de sucção, encontrando populações de cristais de diversas localidades, e raramente fragmentos de pedra de peso superiores a 10 ct (quilate), evidenciando a ausência de cristais com grande quilatagem. Já no trecho a partir de Mendanha, cerca de 100 km abaixo, o Rio Jequitinhonha corre através de vales abertos, apresentando terrenos antigos e extensas planícies aluvionares, principalmente entre as confluências do Rio Pinheiro e Ribeirão Tabatinga, intercalando aluviões com 150-300 m e *flats* de até 1.500 m de largura, caracterizando a distribuição elúvio-colúvio-aluvionar cenozoica dos diamantes a partir de fontes secundárias contidas na Formação Sopa-Brumadinho (CHAVES & CARDOSO, 2003).

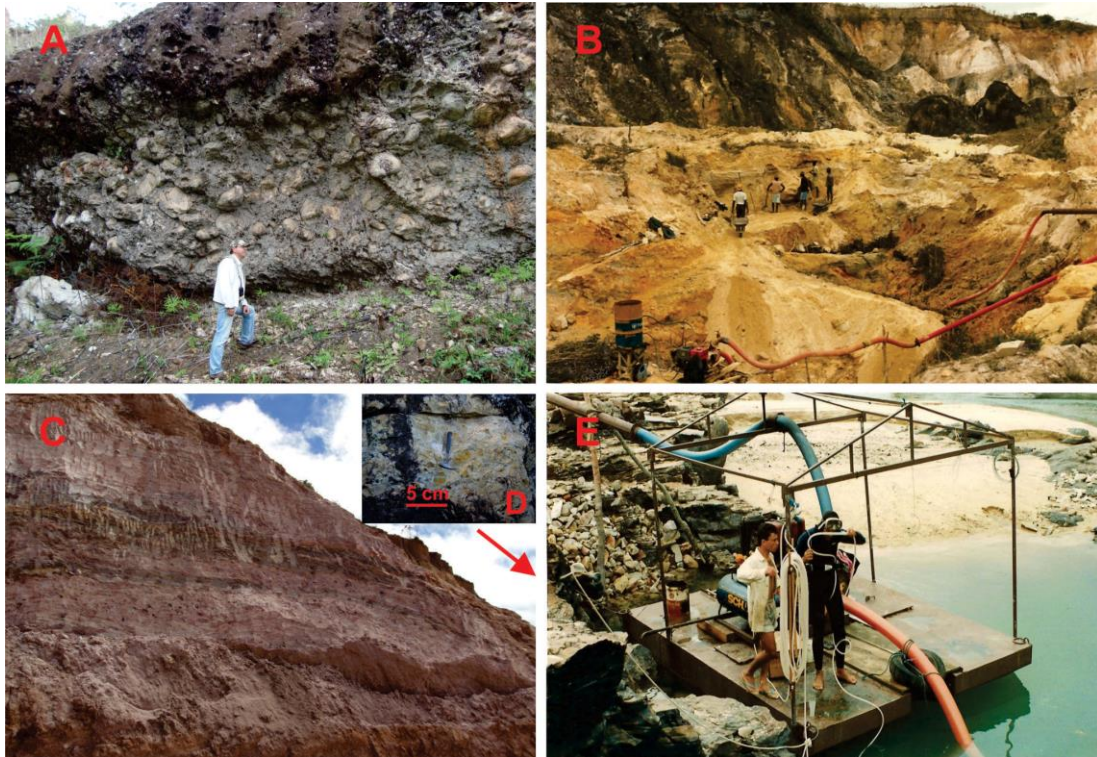


Figura 4. Em (A) Conglomerado Sopa com seixos muito grandes, lavrados na lavra Boa Vista (área de extração). (B) Lavra garimpeira rudimentar em atividade na lavra brumadinho (área Sopa-Guinda). (C) Brechada Formação Sopa-Brumadinho em plena lavra, na mina João Boa (área de São João da Chapada). (D) Na região de Grão Mogol, destaca-se a “Pedra Rica” (Formação Grão Mogol), primeira lavra de diamantes em rocha no mundo. (E) Os principais depósitos regionais relacionam-se a aluviões próximos, como os do Rio Itacambiruçu, muito encaixados e por isso lavrados com escafandros. (CHAVES,1997).

### 3.5 Satélites de diamante

O diamante da região de Diamantina é sempre acompanhado, nos aluviões, por determinados minerais, em geral também pesados (o diamante apresenta densidade calculada de  $3,515 \text{ g/cm}^3$ ), mas sem valor comercial. Os garimpeiros notaram esse fato, desde os tempos coloniais e de escravidão vigente, e os chamaram de “captivos” (cativos ou escravos), como, por exemplo, magnetita (“captive de ferro”), rutilo (“captive de cobre”) e anatásio (“captive de chumbo”). É claro que rutilo e anatásio são  $\text{TiO}_2$ , não contendo cobre nem chumbo. Esses minerais os orientavam na busca de diamantes. Gorceix (1880) usou o termo satélite (*sattelite*) para agrupar os minerais que ocorrem associados ao diamante nos aluviões de Diamantina. Acreditava-se que os satélites tinham relação genética como o diamante, e que este se formava em veios no conglomerado Sopa, até que Hussak (1917) elaborou um estudo detalhado dos satélites do diamante, verificando não serem relacionados geneticamente ao diamante, mas associados a ele por mero acaso. Posteriormente, diversos autores (BARDET, 1974; CASSEDANNE & CASSEDANNE, 1974) utilizaram o termo “satélite” para minerais geneticamente ligados ao diamante, e o termo “acompanhante” para o que era

chamado anteriormente de “satélite”. Um outro termo usado para designar os minerais geneticamente ligados ao diamante é “minerais indicadores” (CHAVES, 1997).

Os primeiros estudos sobre as areias diamantíferas são provenientes das lavras do Estado da Bahia e foram feitos por Damour (1853), que em um segundo registro de memórias relatou suas investigações realizadas nas areias diamantíferas da região de Diamantina, Estado de Minas Gerais, citando ao todo 28 minerais diversos, encontrados nas areias diamantíferas do Brasil (HUSSAK, 1917). O material em estudo nesta empreitada é do mesmo tipo de sedimentos pesquisados por Hussak (1917), onde foram identificados os minerais novos gorceixita, goyazita e florencita-(Ce).

### 3.6 Minerais pesados

Os minerais pesados têm como característica principal densidade superior à densidade dos minerais quartzo ( $2,66 \text{ g/cm}^3$ ) e feldspato ( $2,65$  a  $2,76 \text{ g/cm}^3$ ). Conforme resumiram Souza & Castro (2010), minerais pesados, devido às suas densidades, acumulam-se associados com os materiais de menor densidade e de mesma equivalência hidráulica (ou seja, grãos maiores), em locais específicos nos leitos das drenagens. Isso implica favorecimento em áreas onde há fortes mudanças no regime hidrodinâmico do fluxo da corrente, verificando-se a quebra de sua competência. Para a deposição dos grãos influem a velocidade da água (que depende do gradiente do rio, ou seja, declividade do leito), a intensidade da turbulência, a densidade do material transportado e a morfologia do fundo do rio. Os minerais pesados, também chamados de resistatos (resistentes) são aqueles que suportam a abrasão imposta pelo transporte, após a desagregação da rocha-mãe (da qual faziam parte de sua composição), através de agentes intempéricos (água, vento, gelo) e ainda resistem às condições de decomposição química proporcionadas pelo meio ambiente.

Os minerais pesados são raros nos sedimentos, onde representam em média menos de 0,5% em massa. Podem, porém, acumular-se naturalmente nos chamados plácemes, em concentrações superiores a 10 ou 20%, por ação de processos de seleção por densidade via ação das águas ou dos ventos. Nos plácemes ocorre a possibilidade de existirem minerais com densidade tão elevada quanto  $6,8$  a  $21 \text{ g/cm}^3$ , também conhecidos como “minerais pesados pesados” (EMERY & NOAKES, 1968).

Geralmente, representam ocorrências detríticas de minerais formadores de rochas ou minerais acessórios de rochas ígneas, sedimentares e metamórficas, sendo que esses grãos normalmente formam menos de 1% das rochas siliciclásticas (ADDAD, 2001).

Alguns dos artigos mais importantes sobre os fundamentos a respeito dos minerais pesados são os de Morton (1984, 1991), Haughton *et al.* (1991), Mange & Maurer (1992) e Morton & Hallsworth (1994, 1999).

## 4. MATERIAIS E MÉTODOS

Os métodos analíticos utilizados para examinar as amostras selecionadas buscam adquirir dados para avaliar as propriedades físicas e químicas dos minerais através de técnicas conhecidas e bem estabelecidas como, por exemplo, o uso da lupa binocular, para a separação dos grãos minerais, a fluorescência de raios X (FRX), a qual fornece informações químicas, e a difração de raios X (DRX), que contribui com dados referentes à estrutura cristalina.

Outras técnicas utilizadas para a realização deste estudo são a microscopia eletrônica de varredura (MEV) acoplada a espectroscopia por energia dispersiva (EDS), e a microssonda eletrônica (ME), acoplada a EDS e a dispersão por comprimento de ondas (WDS), que permitem obter dados texturais e informações químicas pontuais.

Todos os processos foram efetuados nos laboratórios do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP), que proporcionam infraestrutura completa para operação, incluindo climatização especial para cada equipamento, grupos de geradores e sistemas *no-break*, além de computadores para o tratamento de dados após efetuadas as análises.

### 4.1 Lupa Binocular

Inicialmente, os grãos minerais do sedimento (Fig. 5 A) foram separados manualmente de acordo com a observação óptica, sob a lupa binocular do laboratório de Petrografia Sedimentar (LABPetro). Os grãos foram separados segundo propriedades mineralógicas, como, por exemplo, cor, brilho e hábito; e através de características sedimentares como, por exemplo, graus de arredondamento e esfericidade dos grãos minerais.

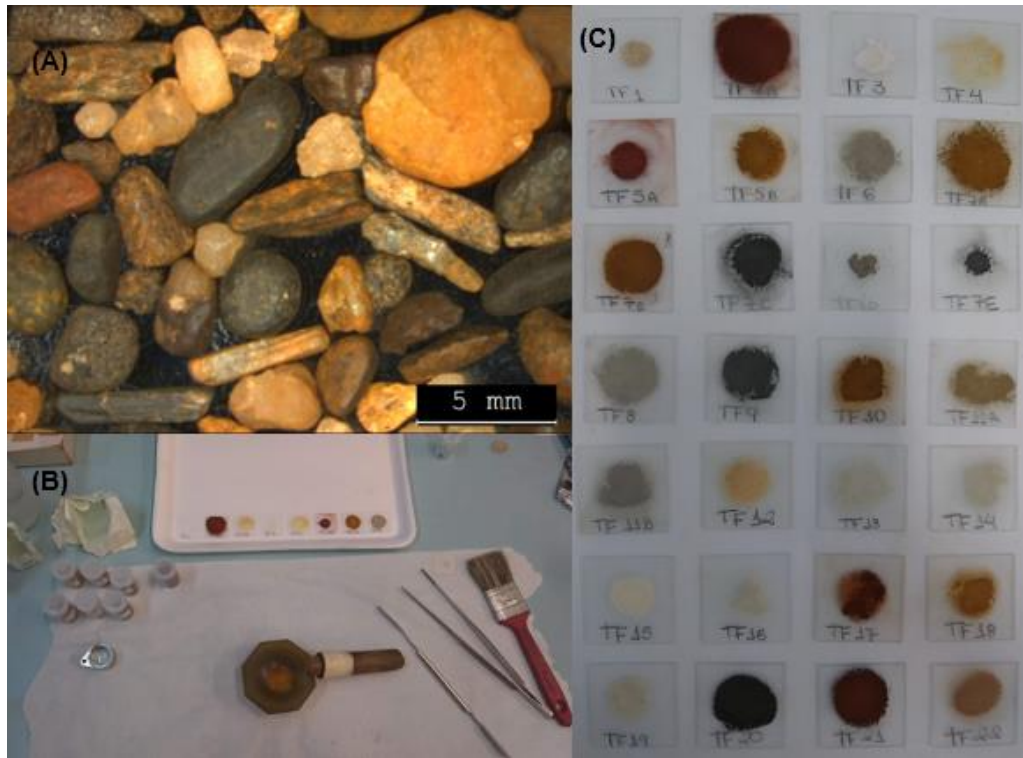


Figura 5. Em (A) temos o sedimento em distribuição ampla, (B) utensílios manuseados para pulverizar os grãos minerais, como almofariz e pistilo de ágata, e em (C) lâminas de vidro prontas para análise com dimensões de 2x2 cm.

Na primeira etapa, os grãos minerais provenientes do sedimento coletado foram selecionados e divididos em 22 frascos, sendo discriminado apenas um único grão de cada amostra para a realização da análise por fluorescência de raios X (FRX). A partir disso, o grão selecionado segue para o laboratório de difração de raios X (LDRX) para dar sequência no procedimento e preparo das amostras para análises posteriores. Para cada amostra de grão mineral selecionado foi confeccionada uma lâmina de vidro em que os grãos foram moídos até a granulometria argila em um almofariz de ágata e afixados em lâmina para serem analisados (Fig. 5 C) no difratômetro do laboratório de difração de raios X (LDRX).

#### 4.2 Fluorescência de raios X

A FRX, também conhecida como espectrografia por emissão de raios X, é uma técnica de alta sensibilidade utilizada para qualificar a composição química das substâncias inorgânicas, como os minerais. Essa técnica visa a análise semi-quantitativa dos elementos químicos constituintes, a partir do Mg na tabela periódica, conforme mostrado na Tabela 1, indicando a abundância dos elementos presentes, concomitantemente com a proporção e concentração, sendo possível obter uma análise semi-quantitativa a respeito da composição química de cada amostra.

O espectrômetro portátil de fluorescência de raios X usado neste trabalho é o modelo XRF S1 Titan, da fabricante norte-americana Bruker Corporation, especializada em instrumentos científicos voltados para a pesquisa molecular e de materiais. Esse analisador portátil, como indica a Figura 6, possibilita realizar análise de elementos químicos que vão desde o magnésio (Mg) até o urânio (U), sendo uma ferramenta de análise rápida. O analisador pode ser utilizado conectado à rede elétrica ou com bateria e, por se tratar de um equipamento leve, pesando em torno 1,5 kg, também é possível utilizá-lo tanto no laboratório quanto em trabalho de campo.



Figura 6. Analisador portátil XRF S1 Titan para análises químicas da Bruker Corporation.

As amostras, ainda em formato de grãos, foram colocadas no analisador por um curto período de tempo, em torno de 1 minuto, resultando em dados químicos, conforme indicado na Tabela 1.

A mecânica desse equipamento funciona de acordo com os raios incidentes e os raios absorvidos pela amostra. Inicialmente, a amostra é irradiada com raios X policromáticos gerados através de um tubo de raios X de alta intensidade (50 kV). Ao incidir sobre a amostra, a energia dos raios X é absorvida e resulta na geração de um espectro de emissão característico para cada elemento químico, como por exemplo o comprimento de onda. Nesse processo, os elétrons "expulsos" das camadas mais internas são substituídos por outros elétrons da próxima camada mais externa, e assim a lacuna gerada pelo elétron deslocado vai sendo preenchida sucessivamente. Os elétrons que se deslocam para as camadas internas passam de níveis de alta energia para baixa energia, e com esse deslocamento emitem energia na forma de raios X característicos para cada elemento, conhecidos como raios X secundários, sendo esse fenômeno denominado fluorescência de raios X.

### 4.3 Difração de raios X

Análises feitas por DRX permitem identificar minerais a partir de suas propriedades de estrutura cristalina, determinando sistema cristalino, classe cristalina e parâmetros da cela unitária, além de permitir, a partir de estudos específicos, determinar as posições de cada átomo na cela unitária, seus poliedros de coordenação etc.

O fenômeno da difração ocorre quando há o desvio na propagação retilínea da onda que foi emitida, havendo uma mudança na trajetória de acordo com as propriedades do material examinado, sem que haja mudanças no comprimento de onda. A difração de raios X é um processo em que os raios X são difundidos pelos elétrons dos átomos do cristal. O feixe difratado é captado pelo detector apenas quando algumas condições geométricas são satisfeitas, de acordo com a Lei de Bragg, cuja expressão matemática é expressa por  $n\lambda = 2d \sin\theta$ , no qual (n) é um número inteiro,  $\lambda$  é o comprimento de onda dos raios X, (d) é a distância entre os planos paralelos sucessivos na estrutura cristalina, e  $\theta$  é o ângulo de incidência e difração do feixe de raios X por determinado plano atômico.

O difratômetro utilizado é da marca Bruker modelo D8 Advance Da Vinci, radiação CuK $\alpha$  com detector LYNXEYE e ótica TWIN-TWIN, que permite operar com óptica fixa. Para a identificação de fases é utilizado o programa SUITE DiffracEVA e banco de dados PDF-2 (ICDD) versão 2022 do Instituto de Geociências, USP.



Figura 7. Difratômetro D8 Advance Da Vinci utilizado no laboratório de difração de raio X (LDRX).

As amostras são pulverizadas até a obtenção de um pó fino e subsequentemente prensadas em lâmina, até que fiquem totalmente compactadas e coesas na lâmina, permitindo a extração de informações estruturais, usando o método de difração de raios X em pó, que consiste na difração realizada por meio de um fino pó ao invés de monocristais. Assim, a montagem da amostra em pó assegura que as partículas cristalinas estejam dispostas de forma aleatória na lâmina, e então segue para análise no equipamento durante um período de tempo, cerca de 2h, para contemplar todo o ciclo de análise.

Feixes monocromáticos de raios X são produzidos em tubo de cobre  $\text{CuK}\alpha$  e irradiados sobre a amostra pulverizada. Ao longo do período de tempo estimado, a amostra é rotacionada em um plano fixo no centro do aparelho, enquanto o detector/contador de raios X, localizado ao redor e acima da amostra plana, coleta os sinais de raios X difratados, resultando em um gráfico. O aparelho é configurado para iniciar na posição zero, de forma a deixar o feixe de raios X paralelo a base que comporta a amostra, fazendo esse feixe passar diretamente para o detector de raios X, sem nenhuma barreira. Ao longo da análise, a amostra vai rotacionando no plano horizontal de forma ininterrupta enquanto o detector de raios X se movimenta dentro do intervalo de angulação de  $2\theta$  de 2 a  $70^\circ$  durante todo o período de tempo, registrando e armazenando as contagens eletrônicas de raios X, traduzidas em um gráfico conhecido como difratograma (Fig. 12) em que a variável do eixo X corresponde ao ângulo  $2\theta$  e do eixo Y corresponde a intensidade dos picos difratados.

Em suma, o método consiste em determinar distâncias interplanares ( $d$ ), cuja unidade de medida se dá em ângstrons (Å), de estruturas cristalinas, com a finalidade de identificação dos minerais. A amostra é continuamente “bombardeada” por raios X específicos durante um dado período, resultando em um difratograma com picos, cuja altura reflete a intensidade proporcional dos efeitos da difração, tendo no eixo y a representação da intensidade em unidades de contagem por segundo (cps), enquanto no eixo x temos a representação do ângulo de reflexão dos raios X calculado em  $2\theta$ . A interpretação do difratograma gerado é feita através da leitura dos ângulos e das intensidades registradas, fundamentando-se na Lei de Bragg. Com isso foi possível identificar as fases cristalinas presentes nas amostras, em que cada estrutura cristalina é capaz de expressar um padrão de difração característico.

#### **4.4 Microscopia eletrônica de varredura**

O método utilizado para essa etapa da análise corresponde a microscopia eletrônica de varredura de superfície (MEV), que consiste em um feixe de elétrons focalizado que varre a superfície da amostra, interagindo com o material e gerando diferentes tipos de sinais que são captados pelo detector e que resultam em imagens de elétron retro espalhado (BSE) e elétrons secundários (SE) com a finalidade de obter informações sobre a morfologia e estimar a composição química da amostra em questão.

Para efetuar essa etapa foi preciso selecionar apenas oito diferentes grãos (devido a limitações de tempo) para a confecção de duas seções de resina dos grãos embutidos. As amostras selecionadas foram preparadas no Setor de Laminação, gerando seções polidas, sendo todos os sedimentos emblocados em resina epóxi, e envoltos por resina, tendo cada uma das seções 2 cm de diâmetro e 7 mm de altura, contendo 4 grãos em cada, como mostra a Fig.8.

Após o tempo de cura, estimado em 12 horas para a secagem da resina epóxi, as seções foram lixadas para que a base, que contém os grãos, pudesse ficar exposta e assim nivelar todos os grãos presentes de forma que todos eles fiquem no mesmo padrão plano-paralelo. Esse padrão é o mais adequado para realizar as análises no MEV, uma vez que o plano da base da seção necessita ser paralelo, já que o feixe de elétrons propagado pelo MEV incide de forma perpendicular na amostra desejada, para depois ser refletido em certa frequência e captado pelo detector do aparelho. Assim, o plano da base necessita ser no padrão plano-paralelo de forma a garantir que essa nova base lixada da seção em plano-paralelo seja o mais representativa possível dos grãos.

Com as seções transversais lixadas, seguimos para a fase do polimento, com o intuito de eliminar qualquer protuberância, deixando os grãos das amostras sem textura aparente, visando evitar alguma superfície com angulação, o que prejudicaria os resultados no MEV. Em ordem numérica crescente, as seções correspondem às amostras (1)TF20, (2)TF9, (3)TF5a, (4)TF18, (5)TF6, (6)TF19, (7)TF4 e (8)TF15, respectivamente.

Após a fase de polimento passamos para a etapa de metalização, que consiste em recobrir as seções transversais com carbono, para ocorrer o fluxo de elétrons.



Figura 8. Amostras de grãos minerais preparadas em seção de laminação com dimensões de 25x25x7mm para cada lâmina circular. Para a primeira seção temos em (1) TF20, (2) TF9, (3) TF5a e (4) TF18. Para a segunda seção temos em (5) TF6, (6) TF19, (7) TF4 e (8) TF15.

O modelo do microscópio eletrônico de varredura utilizado é o LEO 440, da empresa LEO Electron Microscopy Ltd, equipado com detector de elétrons secundários (SE) e um detector de elétrons espalhados (BSE), um espectrômetro por energia dispersiva de raios X (EDS) com detector de estado sólido do tipo Si (Li) comandado através do software Inca 300 da marca Oxford Instruments Ltd (INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS).

O microscópio eletrônico de varredura é constituído por 3 principais partes, dentre as quais a primeira faz menção ao aparato responsável pelo disparo do feixe de elétrons, a segunda corresponde ao processo de compactação e normalização desses feixes emitidos e a terceira corresponde ao receptor. As partes iniciais do microscópio correspondem ao canhão

de elétrons responsável pelo disparo do feixe que incide sobre a amostra. Nessa parte superior do microscópio eletrônico de varredura (MEV) temos o cátodo e o ânodo responsáveis por disparar o feixe de elétrons (Fig. 9).

A distância entre a primeira e a segunda parte do aparelho é de apenas 2,5 mm. Entre essas duas partes há uma diferença de potencial de 20 mil volts (20 kV), correspondente à tensão de aceleração, o que estimula os saltos dos elétrons mais excitados e de camadas superficiais de uma camada para outra camada com subníveis de energia mais estável. Isso ocorre quando alcançamos certa intensidade de corrente elétrica ( $i$ ) que seja o suficiente para dar 250 mil contagens, segundo a distribuição de Poisson, e assim sendo considerada para resultar em uma boa análise quantitativa. Essa corrente elétrica ideal transpassa o filamento metálico, presente na primeira parte do equipamento, geralmente feito de tungstênio, por ser esse um material que apresenta pouca degradação frente às condições de trabalho que podem alcançar temperaturas de aproximadamente 2700 °C. Com essa diferença de potencial (ddp) estabelecida em 20 mil volts (20 kV) os elétrons saltam de uma camada instável para outra camada mais estável em termos de energia, originando o feixe de elétrons.

A corrente induzida por feixe de elétrons (EBIC) usa o feixe de elétrons para criar pares de junções semicondutoras que induzem uma pequena corrente elétrica que transpassa pela amostra. Esta pequena corrente é amplificada e captada pelo detector para formar a imagem. Por meio desse efeito da corrente induzida também é possível detectar defeitos cristalinos na amostra, sendo uma boa ferramenta quantitativa e de grande ajuda para a análise de falhas e defeitos cristalinos, como veremos adiante.

Uma vez formado o feixe de elétrons, ele segue por toda a segunda parte do equipamento, como mostra a Figura 9, passando pelas 3 lentes eletromagnéticas, chamadas de solenóides, as quais vão compactando e afinando o feixe ao longo de todo o aparato.

Ao final da segunda parte tem-se um feixe de elétrons afinado, resultando em um feixe muito mais delgado do que o disparado inicialmente pelo canhão de elétrons, o qual, finalmente, atinge a amostra e gera as desejadas imagens de elétrons retroespalhados (BSE) e imagens de elétrons secundários (SE).

A terceira parte do equipamento corresponde ao detector, como se vê na Figura 9, captando os diferentes tipos de sinais e convertendo-os em imagens, mostrando o número atômico médio (BSE), e também como imagens de relevo (SE).



Figura 9. Microscópio eletrônico de varredura do laboratório MEV, do IGc - USP. O equipamento pode ser dividido em três partes principais: canhão de feixe de elétrons, na parte superior; tubo com filamento de tungstênio, na parte intermediária; e câmara de incidência e reflexão de elétrons, na parte inferior, onde coloca-se a seção para análise.

A formação das imagens geradas no MEV se dá em duas maneiras: primeiramente as imagens de elétrons secundários (SE), que mostram o relevo e a morfologia da amostra, e, posteriormente, as imagens de elétrons retroespalhados (BSE) que fornecem informações quanto ao número atômico dos elementos químicos, com aumento de 5 a 250.000 vezes.

As imagens de elétrons secundários (SE) são produzidas como resultado da colisão entre os elétrons incidentes e átomos da superfície da amostra. Os elétrons secundários possuem energia relativamente baixa, os quais são captados por um detector montado lateralmente e por outro detector composto por lentes montado diretamente acima da amostra, sendo que o detector lateral fornece imagens topográficas excelentes, enquanto o detector com lentes oferece a resolução ideal quanto à morfologia da amostra. Essas imagens de elétrons secundários (SE) são formadas através da excitação dos elétrons da camada mais externa dos átomos das amostras pelo feixe de elétrons, gerando uma imagem idêntica ao relevo da amostra.

Já as imagens de elétrons retroespalhados (BSE) fornecem informações quanto ao número atômico, por serem partículas com alta energia e velocidade. Em suma, os elétrons retroespalhados são elétrons de feixe primário que são dispersos inelasticamente de volta da superfície da amostra, portanto, possuem alta energia – assim como o feixe primário – e alta

velocidade, não sendo facilmente desviados. Os elétrons retroespalhados são desviados por meio de um detector tipo cintilador ou tipo diodo de estado sólido, colocados diretamente acima da amostra, tendo que ser grande o suficiente para coletar uma boa quantidade amostral referente à superfície da amostra em questão. O contraste visto nesse tipo de imagem exhibe as variações quanto ao número atômico, sendo capaz de distinguir diferenças muito pequenas no que diz respeito à alteração.

A imagem final da amostra corresponde à porção da corrente de elétrons que é absorvida pela amostra e à porção desviada e captada pelo detector. O mecanismo de contraste que gera essa imagem é formado pelas variações do número atômico médio dentro da amostra, podendo também mostrar diferenças de contrastes devido à orientação dos grãos.

Outra técnica usada pelo MEV é a EBSP, para determinar a orientação de cristais de até 100 nm, usando a difração de elétrons. Pode ser aplicado a amostras de um único cristal, ou para amostras a granel contendo grãos de muitas orientações diferentes. Os dados produzidos por este método podem ser usados para determinar não apenas a orientação do cristal, mas também a identificação de fases e deformações internas, como veremos adiante na análise dos resultados.

Em geral, estamos utilizando duas técnicas acopladas neste mesmo equipamento: o microscópio eletrônico de varredura (MEV) e a espectroscopia por energia dispersiva (EDS), em que o MEV produz imagens de alta ampliação e resolução através da energia emitida por elétrons, enquanto o EDS resulta em uma análise relacionada aos elementos presentes na amostra, uma vez que cada elemento tem sua assinatura de absorção e de emissão de frequências distintas.

O princípio utilizado pela espectroscopia por dispersão (EDS) está relacionado aos fótons de raios X que são produzidos na superfície da amostra como resultado da recombinação de elétrons durante a irradiação do feixe primário. Os fótons de raio X emitidos são característicos, tanto em comprimentos de onda quanto em energia. A análise de raios X dispersivos de energia (EDX) fornece uma análise elementar rápida e quantitativa da amostra em exame, podendo também ser utilizada para revelar a distribuição espacial dos elementos detectados empregando um método conhecido como mapeamento de raios, no qual a presença de um elemento local é mostrada por pontos e picos no gráfico gerado, sendo o berílio o elemento mais leve que pode ser detectado pelo equipamento do MEV.

#### **4.5 Microsonda eletrônica**

A Microsonda Eletrônica (ME) é uma técnica microanalítica que consiste em realizar análises químicas pontuais quantitativas, sendo utilizadas outras técnicas acopladas, como a

espectroscopia por dispersão de energia (EDS) e por dispersão de comprimento de ondas (WDS), em análise conjunta com o imageamento por elétrons secundários (SE) e retroespalhados (BSE), todos com alta resolução espacial.

O equipamento utilizado no Laboratório de Microsonda Eletrônica (ME) é o JEOL-JXA 8600 convencional, com canhão eletrônico com filamentos de tungstênio (W), com cinco espectrômetros WDS e um espectrômetro EDS, conforme mostrado na Figura 10. Os espectrômetros WDS contam com dois cristais analisadores intercambiáveis para detectar um intervalo preciso de energias, o analisador de grande área para elementos leves e os sensores de catodoluminescência (CL).



Figura 10. Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências (IGC-USP), disponível em <<https://igc.usp.br/geoanalitica/laboratorios-de-pesquisa/laboratorio-de-microsonda-eletronica-me/>>.

O principal objetivo dessa análise é a obtenção de dados quantitativamente muito mais precisos em relação à composição química *in situ* da amostra, em que se requerem limites de quantificação otimizada para certos elementos específicos. As análises quantitativas podem ser obtidas a partir de um volume de 1 até 3  $\mu\text{m}$  e baseiam-se no princípio dos elementos químicos constituintes dos materiais emitirem raios X característicos quando excitados por um feixe de elétrons, em que cada elemento emite espectros de raio X em comprimento de onda e energia distintos.

A ME utiliza um feixe de elétrons finamente focado como uma fonte de energia. Um filamento de tungstênio aquecido emite elétrons livres, a partir de uma câmara de alto vácuo do canhão de elétrons do equipamento, que são acelerados para baixo na coluna como consequência de uma diferença de potencial de 10 a 20 KeV entre o filamento e a amostra. Ao atingirem a amostra em alta velocidade esses elétrons emitidos penetram-na em uma

profundidade que é aproximadamente três vezes maior do que o diâmetro do feixe; desta forma a análise química efetuada é de um volume muito pequeno de material, com volume mínimo de 10 a 20  $\mu\text{m}$ , o equivalente em peso a 10 a 11 g para os minerais de silício.

Como nos métodos anteriores, o pequeno volume de análise é atingido por um feixe reduzido em diâmetro, com elétrons incidentes de alta energia que deslocam elétrons das camadas mais internas dos átomos constituintes da amostra. Concomitantemente, elétrons de camadas mais externas preenchem as vagas nas camadas mais internas liberando energia pela emissão de raios X, cujo comprimento de onda é característico para cada elemento, sendo identificados pelos cristais analisadores dos espectrômetros e pelo espectrômetro de raios X por dispersão de energia.

Essa técnica permite identificar elementos químicos desde o boro (B) até o urânio (U), sendo que o limite mínimo de detecção para a maioria dos elementos analisados por essa técnica não é tão preciso quanto o da fluorescência de raios X devido à presença de um espectro de fundo contínuo. Contudo, a capacidade de obter uma análise química quantitativa em um grão mineral específico é a principal razão para o amplo uso desta técnica nos estudos de minerais.

## **5. RESULTADOS OBTIDOS**

Em geral, os sedimentos estudados são bem selecionados, representados por grãos com baixo grau de esfericidade, sub-angulosos a bem arredondados. A proveniência desses grãos é quase que exclusivamente de quartzitos avermelhados da Formação Sopa-Brumadinho, os quais foram submetidos por um longo período de tempo às ações intempéricas, produzindo uma camada oxidada que recobre o exterior do mineral.

Na Tabela 1, estão representados os minerais identificados por difratometria de raios X (DRX) e os principais elementos químicos verificados por fluorescência de raios X (FRX).

Descrição das Amostras		
Amostra	Principais Minerais	Elementos Químicos em Ordem Decrescente de Abundância dos Cátions
TF1	Quartzo	Si, Fe, P, S, Al, Ca, Cl, K, Ti
TF2	Hematita	Si, Al, Fe, P, Ti, S, Ca, K, Cl
TF3	Cianita	Al, Si, Fe, Ti, S, K, Ca, Zr, P
TF4	Cianita, Pirofilita	Al, Si, Ti, Fe, S, K, Zr, Cl, Ag
TF5a	Hematita	Fe, Mg, Si, S, Sn, Ti, Cl, Ag, V
TF5b	Goethita	Fe, Si, Al, Mg, Mn, Ti, K, P, Ca
TF6	Quartzo, Cianita, Hematita	Al, Si, Fe, Ti, K, Ca, P, S, Cl
TF7a	Goethita	Fe, Al, Si, Mg, P, K, Zn, Ca, Ti
TF7b	Goethita	Fe, Si, Al, Ti, P, Ca, Zn, S, Mn
TF7c	Turmalina	Si, Fe, Al, Mg, Ti, Mn, P, Ca, Sr
TF7d	Muscovita, Clorita	Si, Fe, Al, Ti, Mg, Ca, S, P, K
TF7e	Turmalina	Fe, Mg, Si, Al, P, Ti, S, Cl, Ca
TF8	Cianita	Fe, Al, Si, Mn, Ti, K, P, S, Ca
TF9	Turmalina	Al, Si, Fe, Ti, S, K, Cl, Sr, P
TF10	Montmorillonita, Goethita	Fe, Si, Al, Mg, K, P, Mn, Ti, S
TF11a	Cianita	Al, Si, Fe, Ti, P, S, K, Ca, Ce
TF11b	Cianita	Al, Si, Fe, Ti, Mg, P, Ca, K, S
TF12	Quartzo, Cianita, Hematita	Si, Al, Fe, Ti, P, S, K, Ca, Cl
TF13	Cianita	Al, Si, Ti, Fe, P, S, Ca, K, Cl
TF14	Quartzo, Cianita, Hematita	Si, Al, Fe, Ti, P, S, Ca, K, Cl
TF15	Cianita	Al, Si, Fe, P, S, Ca, Cl, K, V
TF16	Cianita	Al, Si, Mg, Fe, P, S, Ti, Ca, K
TF17	Hematita, Ilmenita	Fe, Ti, Si, Al, Zr, Mn, K, Ca, Hf
TF18	Goethita, Muscovita, Caulinita	Fe, Si, Al, Mg, K, S, P, Ti, Ca
TF19	Cianita	Al, Si, Mg, Fe, S, P, Ca, Ti, Cl
TF20	Criptomelana, Muscovita, Quartzo	Mn, Fe, Si, Al, Mg, K, Ba, P, S
TF21	Magnetita	Mn, Fe, Si, Al, K, P, Ba, S, Ca
TF22	Rutilo	Ti, P, Si, S, Fe, Ca, K, Nb, Sn

Tabela 1. Principais minerais em cada amostra de acordo com DRX e principais elementos em cada amostra, de acordo com a ordem decrescente de abundância dos íons de acordo com FRX e DRX.

## 5.1 Minerais identificados

Os minerais foram identificados e caracterizados por meio de dados e informações obtidas pelos métodos analíticos descritos anteriormente, como também por suas propriedades mineralógicas. A ordem de apresentação abaixo está pautada na frequência e na relevância que o mineral ocorre nas amostras do sedimento de estudo. A primeira imagem para cada mineral identificado corresponde a imagem obtida em lupa binocular. Na sequência, temos os gráficos obtidos por DRX. E por fim, as imagens geradas pelo MEV para as amostras selecionadas para análise. Destacando aqui, que para a cianita, por ser o mineral pesado mais frequente no sedimento, realizamos análise por microsonda eletrônica, para obter dados mais precisos, como vamos explanar adiante.

### 5.1.1 Quartzo

O mineral mais abundante nas areias diamantíferas é o quartzo (Figura 11), encontrado em granulação variada, pertence à classe dos silicatos, grupo tectossilicatos, sendo um óxido de silício ( $\text{SiO}_2$ ), sistema cristalino trigonal, cor leitosa translúcida, com tons amarelo-alaranjados devido às condições de oxidação do entorno, brilho fosco a vítreo, clivagem ausente, fratura conchoidal, dureza alta (7 na escala de Mohs), densidade 2,65

g/cm<sup>3</sup>. Este mineral foi identificado em diversas amostras, como o mineral principal ou associado aos demais. Na Figura 12, está um dos difratogramas de raios X obtidos para o quartzo.



Figura 11. Grãos de quartzo em diferentes granulometrias vistos em lupa binocular no laboratório de petrografia sedimentar (LABPetro).

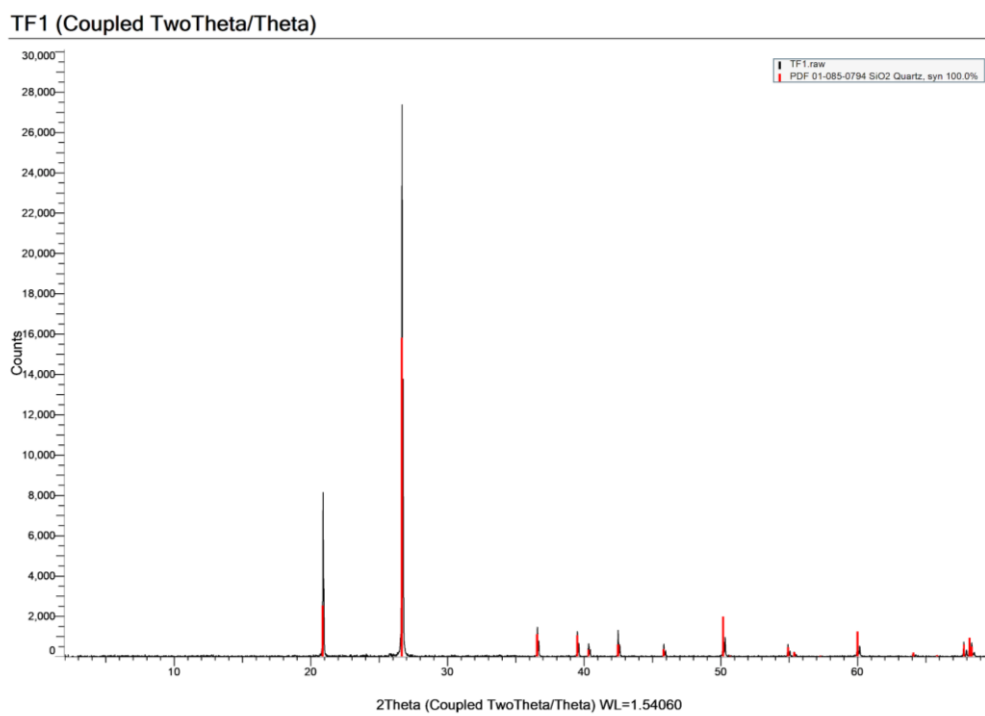


Figura 12. Difratoograma da amostra TF1 com os picos em vermelho referentes ao quartzo.

### 5.1.2 Cianita

Cianita,  $\text{Al}_2\text{O}(\text{SiO}_4)$ , triclínico, é um nesossilicato, polimorfo com andalusita e sillimanita. É um mineral metamórfico comum. Sua densidade calculada é  $3,67 \text{ g/cm}^3$ . Encontrado em grãos bem achatados, alongados, contendo inclusões escuras, brilho vítreo, com cores que variam em azulado a alaranjado, dureza moderada a alta (4,5 até 7,0 na escala de Mohs) a depender da face do cristal, clivagem fazendo ângulo de  $90^\circ$ , irregular, e fratura estilhaçada. É um mineral frequente em aluviões e sua gênese está associada ao metamorfismo regional, de rochas ricas em alumínio, como as rochas pelíticas, e também ocorre em eclogitos e chaminés kimberlíticas. Rochas magmáticas que passaram pelo processo de lixiviação, com enriquecimento relativo em alumínio, também podem ter como resultado a cianita, formada durante a evolução tectono-metamórfica.

Ocorre em grãos de diferentes cores (Fig.13). Uma amostra (TF4) foi estudada com maior detalhe.



Figura 13. Grãos de cianita encontrados nos sedimentos. Em (A) TF 15 na coloração esverdeada, em (B) TF19 avermelhada, em (C) TF4 branca e em (D) TF6 marrom. Em todas as amostras, é possível notar uma camada de óxido de ferro devido a processos intempéricos oxidantes.

Depois do quartzo, a cianita é o mineral mais comum do concentrado estudado, identificado como o mineral principal por difração de raios X em 14 amostras. Na Figura 14,

está representado o difratograma de raios X da amostra TF4. Nota-se orientação preferencial bem pronunciada, segundo o plano 200.

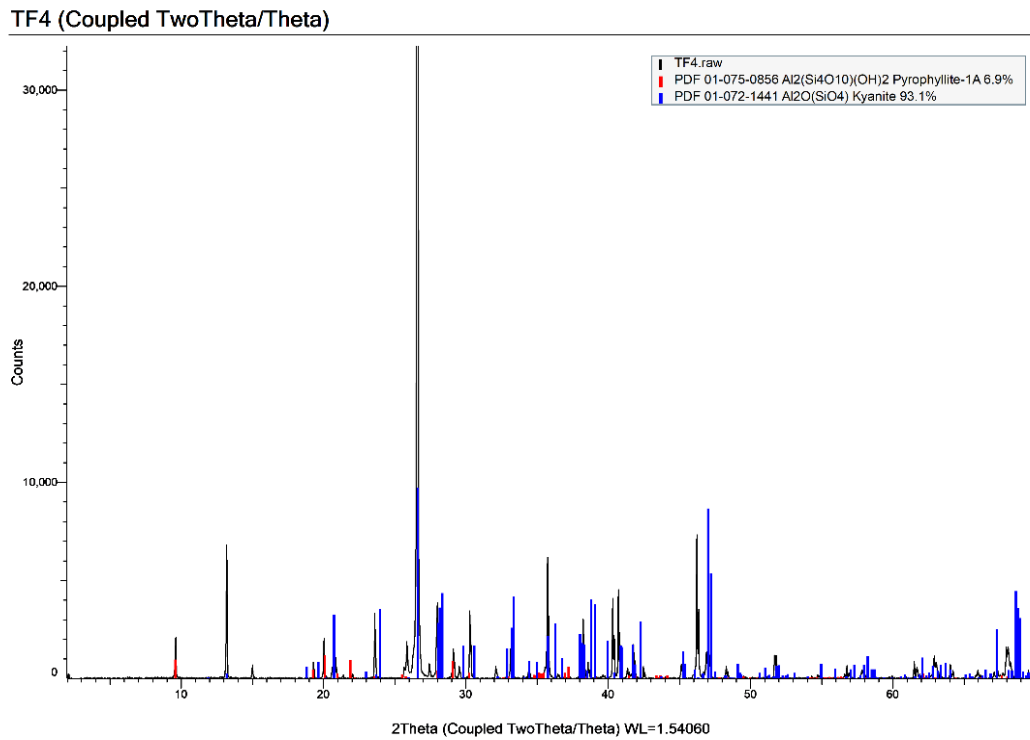


Figura 14. Difratograma de raios X da amostra TF4, referente a cianita (picos em azul) e pirofilita (picos em vermelho).

Dados de EDS foram obtidos para 4 amostras de cianita, referente à segunda seção, numerada como (5)TF6, (6)TF19, (7)TF 4 e (8)TF15. Para a amostra do grão TF4 está associada a pirofilita e apresenta inclusões de rutilo e zircão, em TF6 tem inclusões de rutilo e hematita. Quartzo e hematita são as inclusões identificadas em TF9. Em TF15, a cianita apresenta inclusões de zircão, rutilo e goyazita.

Nas Figuras 15, 16 e 17 estão, respectivamente, as imagens de MEV de elétrons secundários (SE), de elétrons retroespalhados (BSE) e de elétrons retroespalhados (BSE) com os pontos analisados por EDS da amostra TF4.

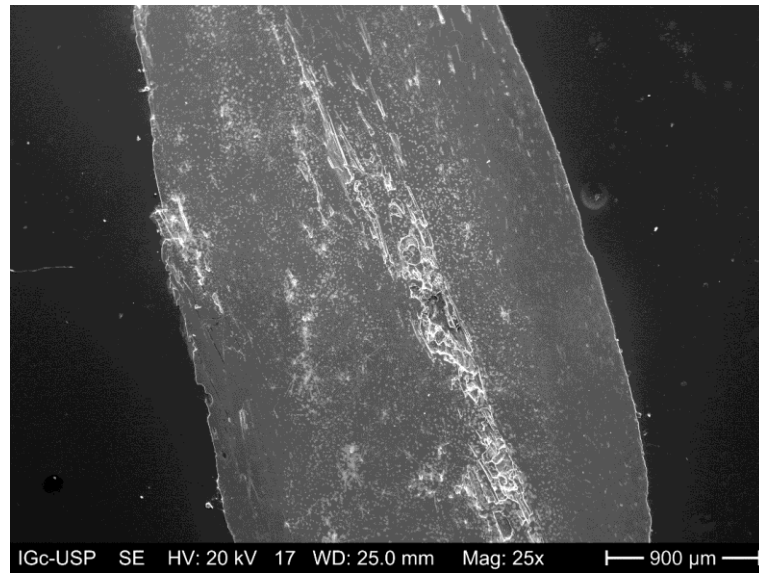


Figura 15. Imagem de MEV de elétrons secundários (SE) da amostra TF4. Cianita com inclusões de rutilo e zircão.

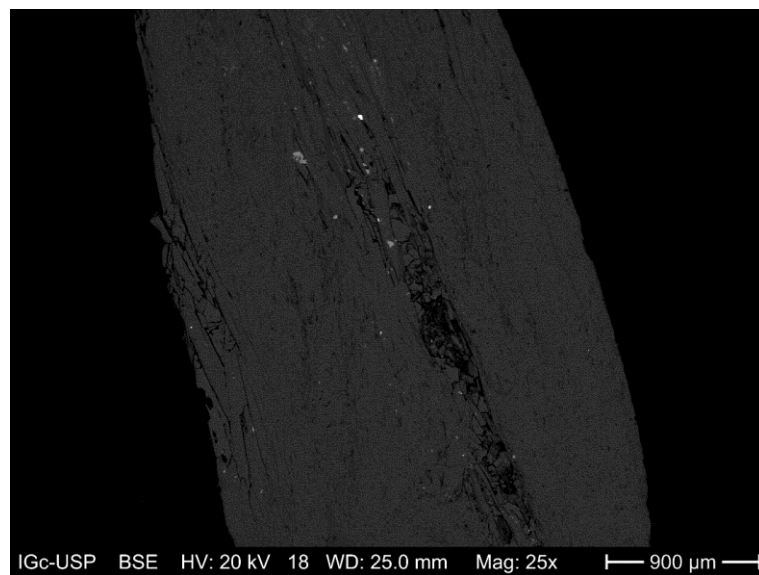


Figura 16. Imagem de MEV de elétrons retroespalhados (BSE) da amostra TF4. Cianita com inclusões de rutilo e zircão.

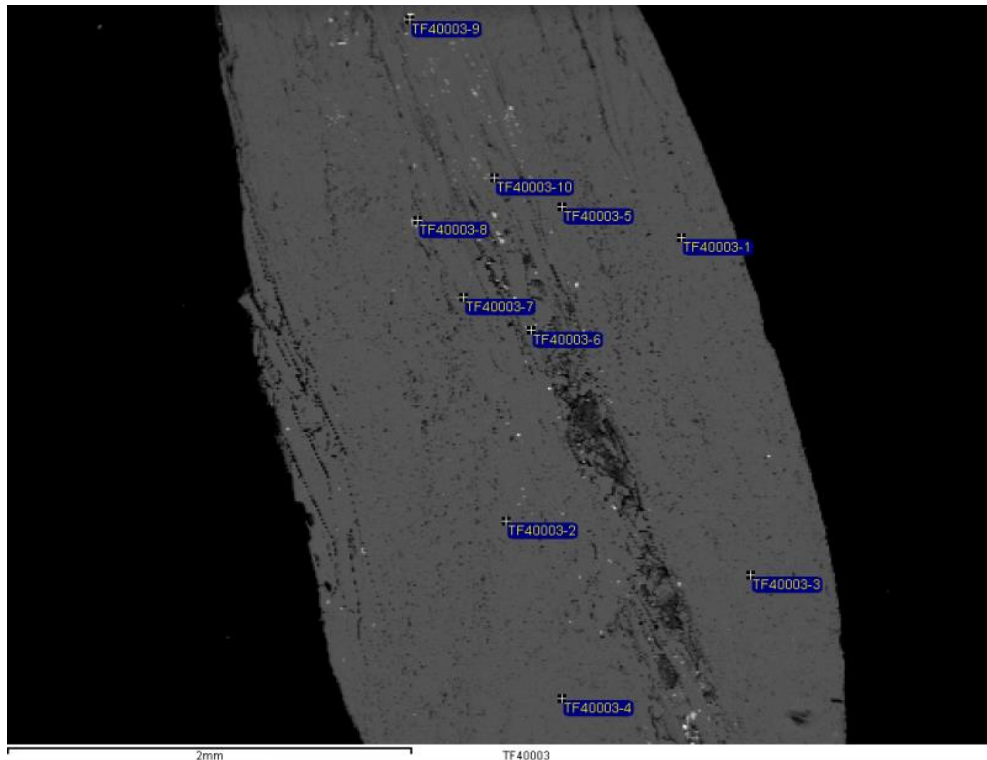


Figura 17. Imagem de MEV de elétrons retroespalhados (BSE) da amostra TF4. Cianita com inclusões de rutilo e zircão. Em azul os pontos analisados por EDS.

As análises por EDS para cianita em todas as seções analisadas, que deveriam totalizar aproximadamente 100% em massa, ficaram em valores entre 60 e 76%, por motivo não esclarecido. Os possíveis motivos seriam: 1 - uso de sobretensão de 20kV ao invés de 12kV devido ao sistema de comparação com o obtido pela fábrica do espectrômetro; 2 - defeito na confecção da seção (base não paralela ao topo); 3 - porosidade no interior do volume da amostra, que pode não estar visível no detector de SE e BC, porém está no nível da detecção dos raios X. As análises de cianita da amostra TF4 foram, então, repetidas em microsonda eletrônica e obtiveram-se resultados adequados, com totais de aproximadamente 100% em massa. A microsonda eletrônica apresenta sistema diferenciado que permite a orientação da seção segundo o plano superior desta, e utiliza potência de 15kV. Estes fatores propiciam melhores resultados (Tabela 2).

Óxidos	1	Varição	2	Varição	Padrões
SiO <sub>2</sub>	36,75	(36,14 – 37,10)	36,52	(34,99 – 37,24)	diopsídio
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	61,22	(60,46 – 61,67)	60,95	(58,93– 62,16)	coríndon
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,29	(0,17 – 0,78)	1,02	(0,16 – 3,35)	faialita
MnO	0,00	(0,00 – 0,01)	0,00	(0,00 – 0,02)	faialita
CaO	0,01	(0,00– 0,02)	0,01	(0,00 – 0,04)	wollastonita
K <sub>2</sub> O	0,00	(0,00 – 0,02)	0,01	(0,00 – 0,04)	ortoclásio
TiO <sub>2</sub>	0,02	(0,00 – 0,09)	0,01	(0,00 – 0,04)	rutilo
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	(0,00 – 0,02)	0,02	(0,00 – 0,06)	cromita
Na <sub>2</sub> O	0,00	(0,00 – 0,01)	0,01	(0,00 – 0,03)	albita
MgO	0,00	(0,00 – 0,01)	0,00	(0,00 – 0,01)	diopsídio
Total	98,31		98,57		

Tabela 2. Composição química da cianita (amostra TF4) obtida em microsonda eletrônica. Os números 1 (média de 12 pontos) e 2 (média de 11 pontos) representam dois lados do mesmo grão.

### 5.1.3. Pirofilita

Pirofilita, Al<sub>2</sub>Si<sub>4</sub>O<sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub>, triclínico, é um filossilicato do grupo do talco. Apresenta brilho perláceo, cor branco-amarelo pálido a verde-acastanhado, dureza 1 a 2, densidade calculada 2,81 g/cm<sup>3</sup>. É, portanto, um mineral pesado. Mineral encontrado em depósitos hidrotermais e também associado a rochas metamórficas xistosas. Foi identificado associado a cianita na amostra TF4 (Figura 14). É a primeira vez que este mineral é identificado neste tipo de sedimentos.

### 5.1.4. Muscovita

Embora tenha sido raro encontrar muscovita nas areias de Diamantina estudadas por Hussak (1917), encontramos, por difração de raios X, muscovita associada clorita e outros minerais em 3 amostras no total para os sedimentos estudados. Pertencente à classe dos silicatos, subclasse dos filossilicatos, grupo das micas, fórmula KAl<sub>2</sub>(AlSi<sub>3</sub>O<sub>10</sub>)(OH)<sub>2</sub>, sistema cristalino monoclínico, encontrada em lamelas e agregados de grãos foliáceos, cor branca translúcida, brilho nacarado, dureza baixa (2 a 3), densidade 2,8 g/cm<sup>3</sup>, clivagem basal perfeita, ocorrência em rochas ígneas e metamórficas regionais ou de contato, como em gnaisses e xistos com clorita.

### 5.1.5. Clorita

Clorita é o nome de um grupo de minerais. Foi identificada por difração de raios X e, portanto, não foi possível definir a qual espécie pertence. Este grupo compreende filossilicatos monoclônicos, triclônicos e ortorrômbicos com politipismo comum. A clorita (Fig.18), classe silicatos, subclasse filossilicatos, grupo da clorita. É um mineral pesado com hábito micáceo, encontrado no sedimento em grãos maciços, em formato tabular. Possui cor castanho claro e esverdeada, dureza baixa (2 a 3), densidade 2,6 a 3 g/cm<sup>3</sup>. Sua gênese está relacionada a zonas de metamorfismo de baixo grau e de processos hidrotermais e também como produto de alteração de outros silicatos como anfibólios e piroxênios.



Figura 18. Grão mineral referente a amostra TF7d, cujos principais minerais são a muscovita e a clorita.

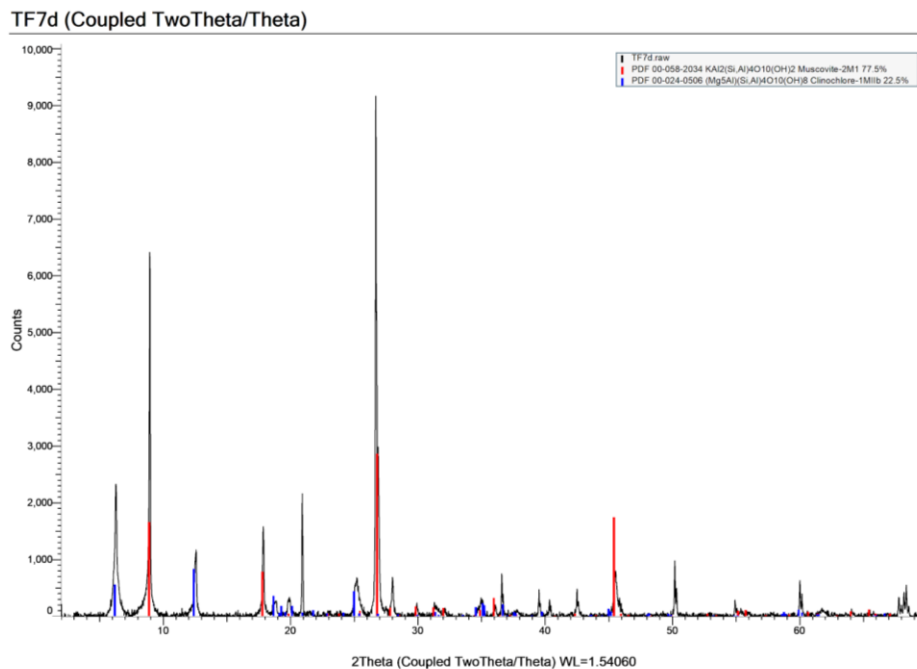


Figura 19. Difratoograma da amostra TF7d em que os picos em azul representam a clorita e os picos em vermelho a muscovita.

#### 5.1.6. Montmorillonita

A montmorillonita é um argilomineral, presente na composição da amostra TF10 (Fig. 20) produto dos processos de alteração, cuja fórmula é expressa por  $[(\text{Na},\text{Ca})_{0,3}(\text{Al},\text{Mg})_2\text{SiO}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}]$  e o sistema cristalino é o monoclinico. Pertence à classe dos silicatos, subclasse dos filossilicatos, um argilomineral do grupo da esmectita. Presente nas cores branco e amarelo claro, brilho leitoso, ocorre como cristais tabulares e lamelares, com clivagem basal perfeita, fratura irregular e estilhaçada, dureza baixa (1 a 2), densidade 2,6 a 3 g/cm<sup>3</sup>. Sua gênese está relacionada ao hidrotermalismo, tratando-se de um produto de substituição de outros minerais em rochas sedimentares e tufos vulcânicos, sendo um mineral comum de matriz devido ao processo da cimentação em rochas sedimentares, uma vez que é constituída por camadas estruturais em que duas folhas tetraédricas de sílica e uma folha central octaédrica de alumina, unidas entre si por átomos de oxigênio comum a ambas as folhas, permitindo assim que 80% dos cátions sejam passíveis de efetuar trocas no interior de suas camadas e 20% nas laterais e superfícies.

#### 5.1.7. Goethita

A goethita, da classe dos hidróxidos, sendo um hidróxido de ferro FeO(OH), sistema cristalino ortorrômbico, em formato esférico, cor amarelo-alaranjada, dureza moderada (5,5), densidade 4,30 g/cm<sup>3</sup>, brilho terroso, clivagem irregular a conchoidal, apresenta suscetibilidade magnética 0,5A, ocorrência em aluviões brasileiros devido aos processos de laterização, sendo o resultado da decomposição de minerais que contém ferro e acumula-se por precipitação direta de águas marinhas; por ser formada em condições oxidantes, engloba muito do material ao redor, como expressa em sua cor mais amarelada.



Figura 20. Grão mineral referente à amostra TF10, cujos principais minerais pesados são montmorillonita e goethita.

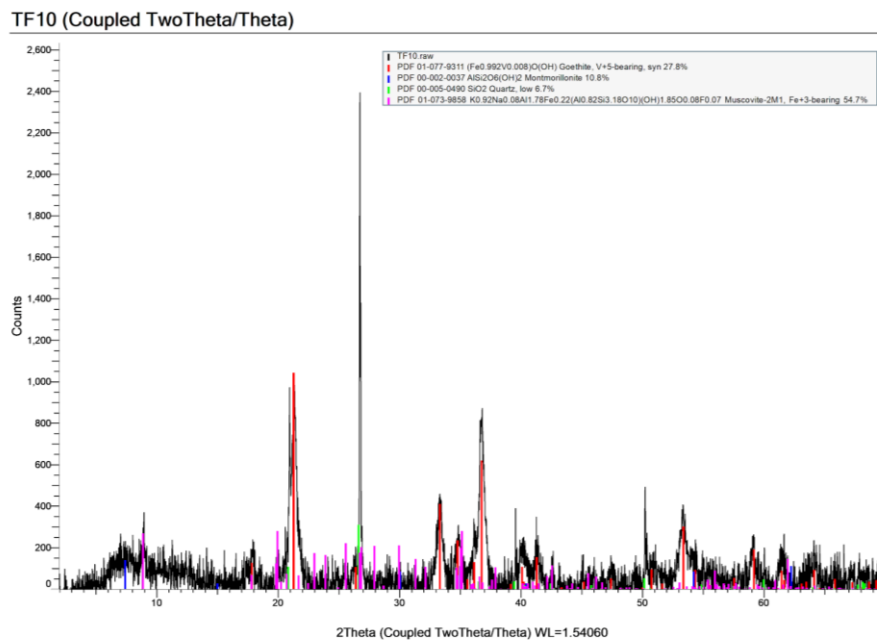


Figura 21. Difractograma da amostra TF10 em que os picos em vermelho representam a goethita, em azul a montmorillonita, em verde o quartzo e em rosa muscovita.

### 5.1.8. Magnetita

A magnetita é um mineral ferromagnético, composto por óxido de ferro, pertencente ao subgrupo do espinélio, de fórmula ( $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{O}_4$ ), sistema cristalino cúbico, cor preta a marrom, brilho metálico, com dureza alta (5,5 a 6,5), densidade 4,9 a 5,2 g/cm<sup>3</sup>, sendo um mineral comum em concentrados de bateia. É um mineral comum em rochas ultrabásicas e básicas, rochas sedimentares e metamórficas, e muito comum em sedimentos em geral, que foi facilmente coletado e separado com um ímã de mão.



Figura 22: Grão mineral referente à amostra TF21 constituída por magnetita.

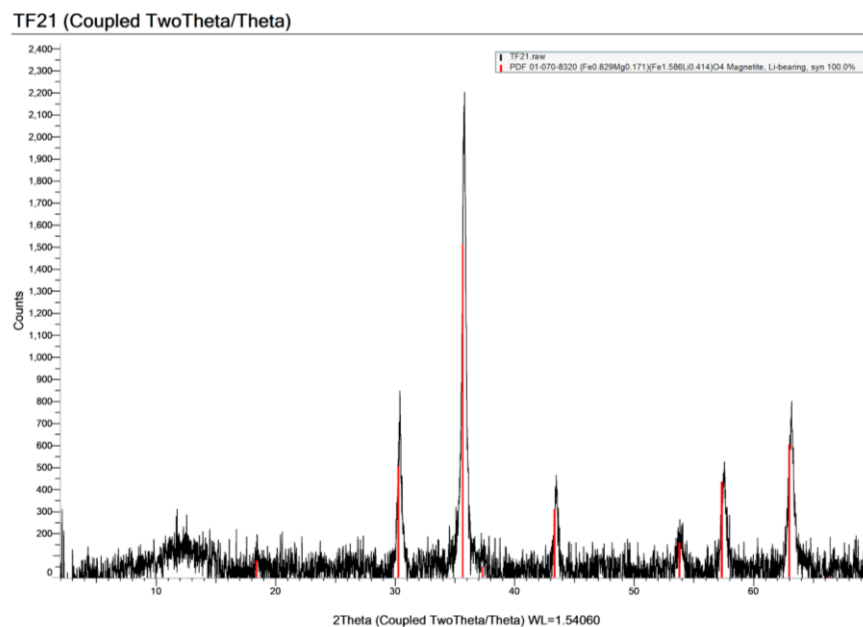


Figura 23. Difratoograma da amostra TF21 em que os picos em vermelho representam a magnetita.

### 5.1.9. Hematita

A hematita, óxido de ferro ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), sistema trigonal, em grão subanguloso, cor cinza escura metálica, brilho fosco, apresenta fratura subconchooidal a irregular, dureza moderada (5,0 até 6,0), densidade  $5,20\text{g/cm}^3$ , ocorre por processos sedimentares e metamórficos, em drenagens que permeiam formações ferríferas, que contém hematita e magnetita, sendo encontrado na região central de Minas Gerais e em faixas metamórficas.



Figura 24. Grão mineral referente à amostra TF5a composta por hematita.

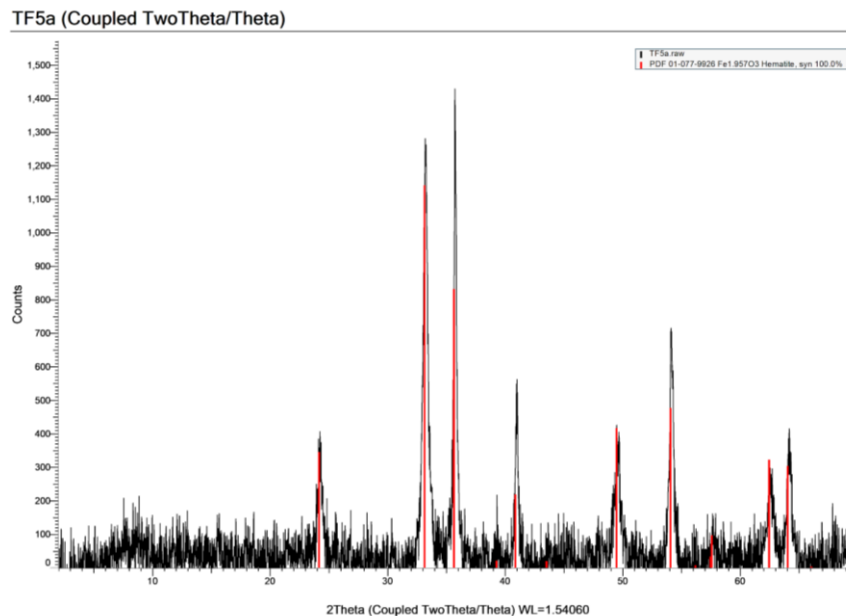


Figura 25. Difratoograma da amostra TF5a em que os picos em vermelho representam a hematita.

#### 5.1.10. Ilmenita

A ilmenita, da classe dos óxidos, grupo da ilmenita, mineral opaco, óxido de titânio e ferro ( $\text{Fe}^{2+}\text{TiO}_3$ ), sistema cristalino trigona, clivagem irregular a conchoidal, encontrada em grãos sem forma definida, cor marrom escuro, de aspecto terroso e brilho ceroso, dureza moderada (5,5), densidade  $4,5\text{g/cm}^3$  — a depender do teor de ferro —, suscetibilidade magnética de 0,3 A em separador eletromagnético Frantz, de ocorrência bastante comum em rochas metamórficas e sedimentares, sendo frequente em aluviões.



Figura 26. Grão mineral referente à amostra TF17 composta por hematita e ilmenita.

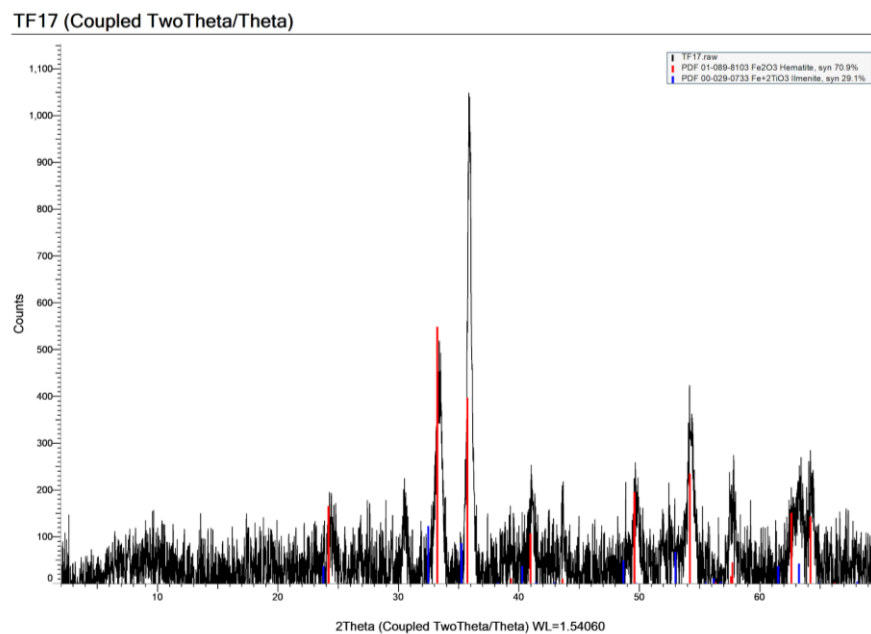


Figura 27. Difratoograma da amostra TF17 em que os picos em vermelho representam a hematita e os picos em azul a ilmenita.

#### 5.1.11. Turmalina

A turmalina, da classe dos silicatos, subclasse ciclossilicato, supergrupo da turmalina, sendo um aluminossilicato complexo de boro  $[WX_3B_3Al_3(AlSi_2O_9)_3(O,O,H,F)_4]$ , podendo os sítios W ser preenchido por Na, Ca e o X por Al,  $Fe^{3+}$ , Li, Mg, sistema cristalino romboédrico, em prisma trigonal fragmentado, brilho resinoso, de cor castanha (dravita), dureza alta (7,5), densidade  $3,35 \text{ g/cm}^3$ , sem clivagem, de susceptibilidade magnética atraída em 0,8 A, ocorrência associada a sedimentos de origem marinha e em rochas metamórficas (metamorfismo regional), sendo bastante frequente em aluviões e coluviões de Minas Gerais.



Figura 28. Grão mineral de turmalina referente à amostra TF9.

#### TF9 (Coupled TwoTheta/Theta)

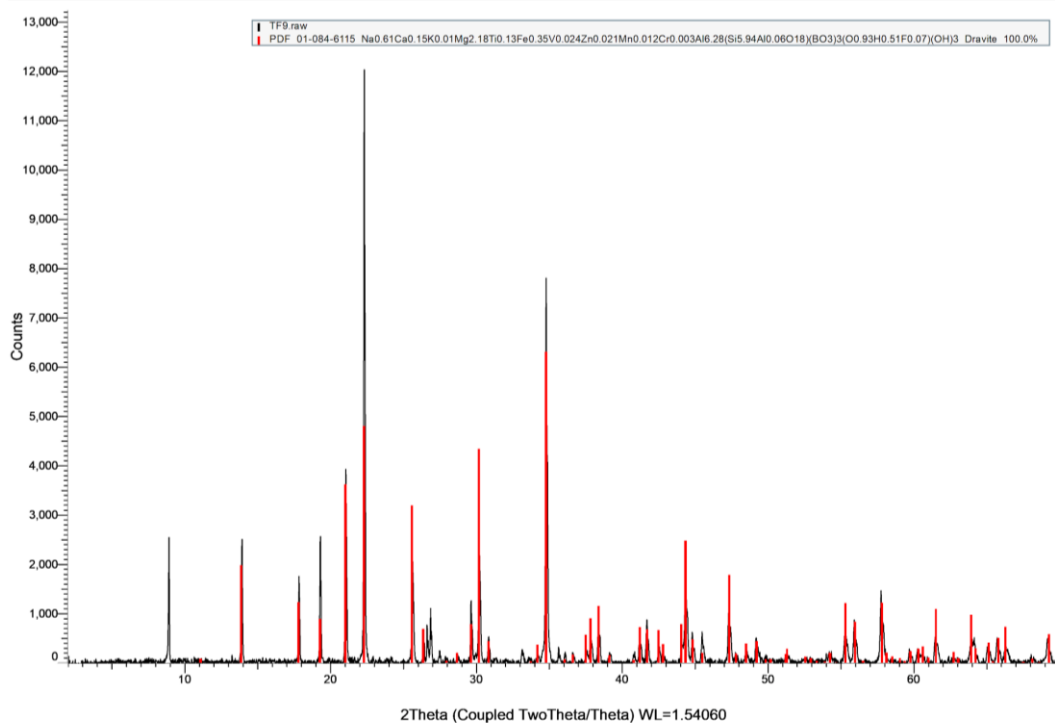


Figura 29. Difratoograma da amostra TF9 em que os picos vermelhos representam a turmalina (dravita).

#### 5.1.12. Rutilo

O rutilo é um óxido de titânio ( $\text{TiO}_2$ ), do grupo do rutilo, sendo polimorfo de anatásio, brookita, akaogaíta e riesita. Pertence à classe dos óxidos e ao sistema tetragonal. Para os grãos minerais achados no sedimento, apresenta-se de forma muito fragmentada, prismática e acicular, com cor castanho escuro a avermelhada, brilho submetálico, dureza alta (6 a 6,5),

densidade 4,18 a 4,25 g/cm<sup>3</sup>. Sua ocorrência está relacionada ao metamorfismo regional, podendo ser encontrado em amostras de aluvião, devido a grande resistência mecânica proporcionada por sua alta densidade.

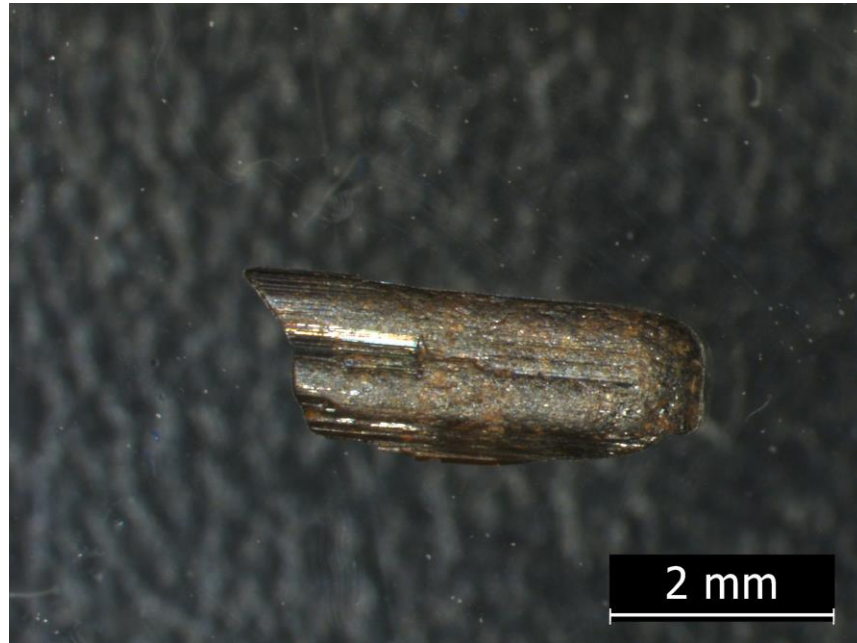


Figura 30. Grão mineral da amostra TF22 referente ao rutilo.

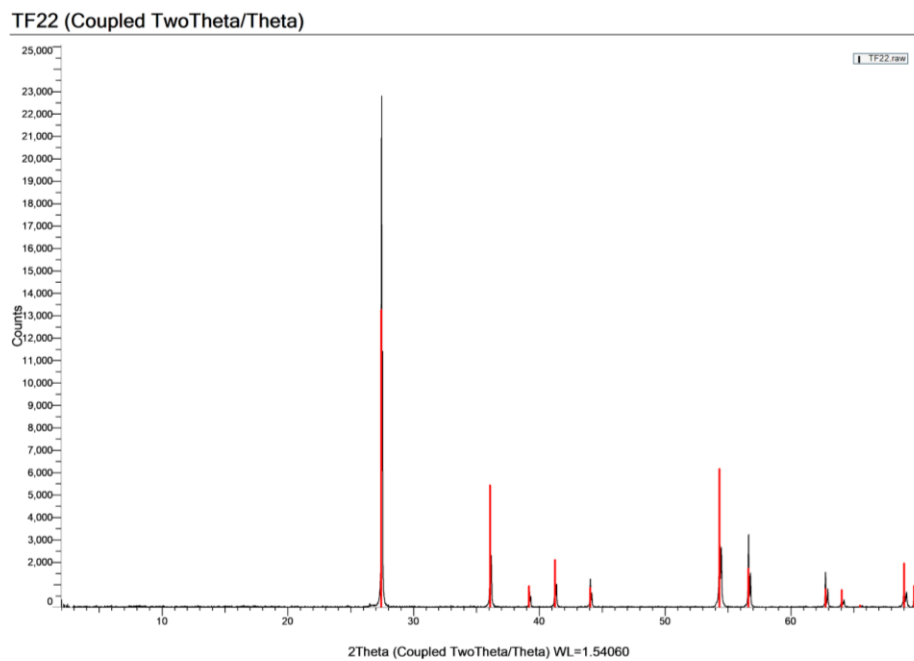


Figura 31. Difractograma da amostra TF22 em que os picos em vermelho representam o rutilo.

### 5.1.13. Caulinita

A caulinita é um argilomineral, da classe dos silicatos, subclasse dos filossilicatos, grupo da caulinita-serpentina, de fórmula  $Al_2(Si_2O_5)(OH)_4$ , sistema cristalino triclinico, apresenta dureza baixa (2 a 2,5), densidade  $2,3 \text{ g/cm}^3$ , ocorre associado a muscovita, feldspatos e quartzo. A ocorrência em grãos é rara, compõem massas incoerentes e friáveis, sendo um constituinte comum da fração argilosa de sedimentos.

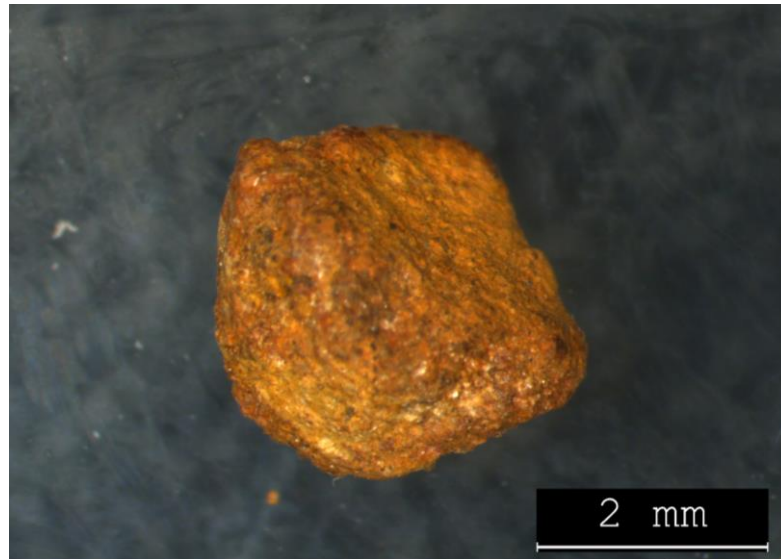


Figura 32. Grão mineral referente à amostra TF18 cujos minerais principais são goethita, muscovita e caulinita.

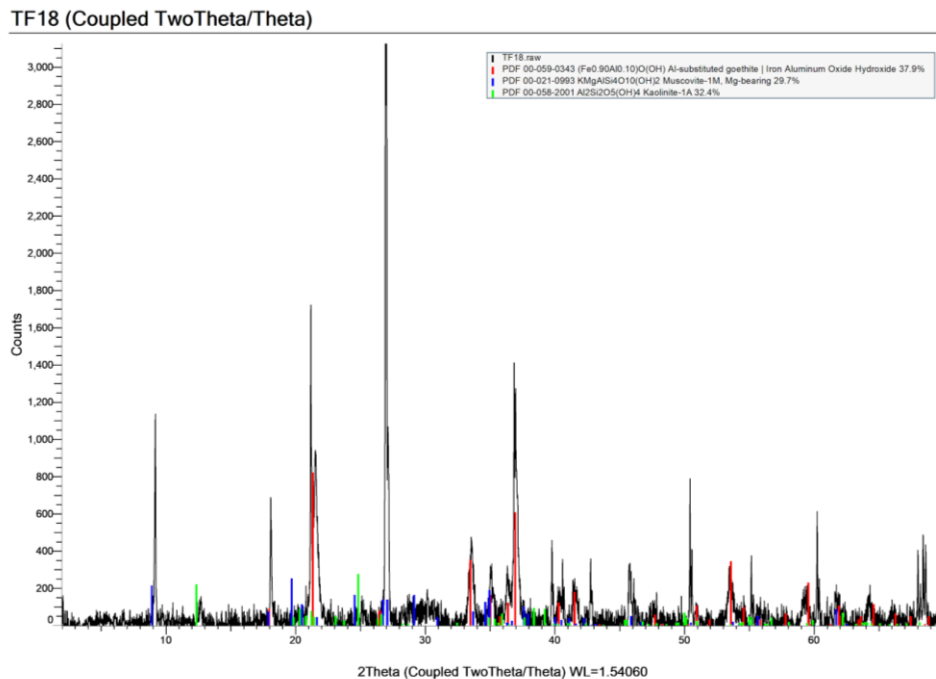


Figura 33. Difratoograma da amostra TF18 em que os picos em vermelho representam goethita, os picos em azul a muscovita e os picos em verde a caulinita.

#### 5.1.14. Criptomelana

A criptomelana é óxido de manganês e potássio com fórmula  $[K(Mn^{4+},Mn^{2+})_8O_{16}]$ , comum em massas de óxidos ricas em manganês. Geralmente, apresenta-se como um produto granulado, de hábito botrioidal, em esferóides criptocristalinos.



Figura 34. Grão mineral da amostra TF20 cujos principais minerais constituintes são criptomelana, muscovita e quartzo.

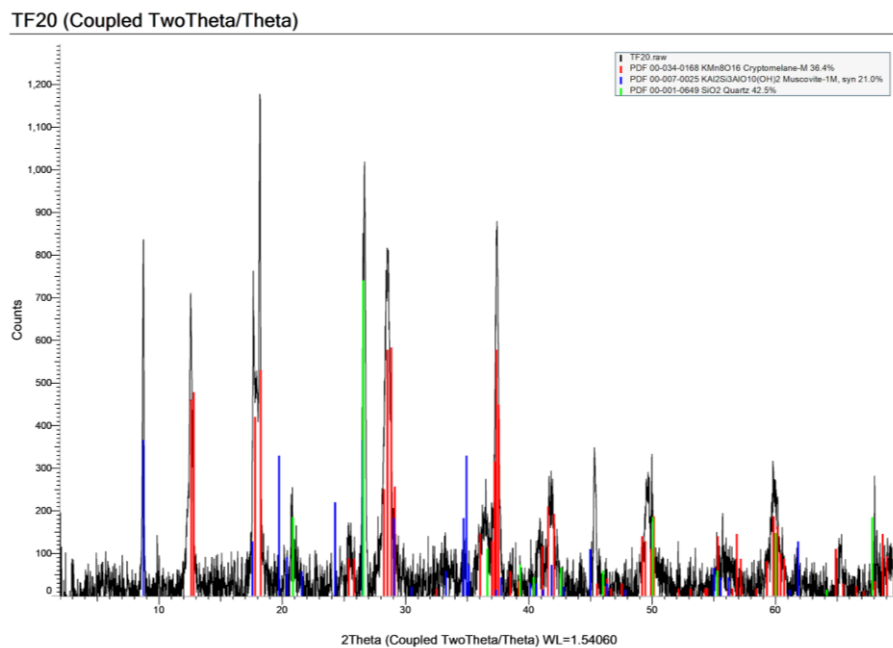


Figura 35. Difratoograma da amostra TF20 em que os picos em vermelho representam a criptomelana, os azuis a muscovita e os verdes o quartzo.

### 5.1.15. Goyazita

O mineral goyazita foi identificado como preenchendo fraturas ou planos de clivagem na cianita da amostra TF15, correspondendo aos cristais de tonalidade cinza claro da Figura 36. A goyazita é um fosfato aluminoso, supergrupo da alunita, sistema cristalino trigonal, de fórmula  $\text{SrAl}_3(\text{PO}_4)(\text{PO}_3\text{OH})(\text{OH})_6$ . É a primeira vez que este mineral é identificado desta forma. A goyazita foi descrita pela primeira vez nestas rochas mas como grãos compostos predominantemente por esse mineral. Ressalta-se que rochas metamórficas contendo cianita e goyazita, além de outros fosfatos, já foram descritas por Morteani & Ackermann (1996) em Passo di Vizze (Alto Adige, Nordeste da Itália).

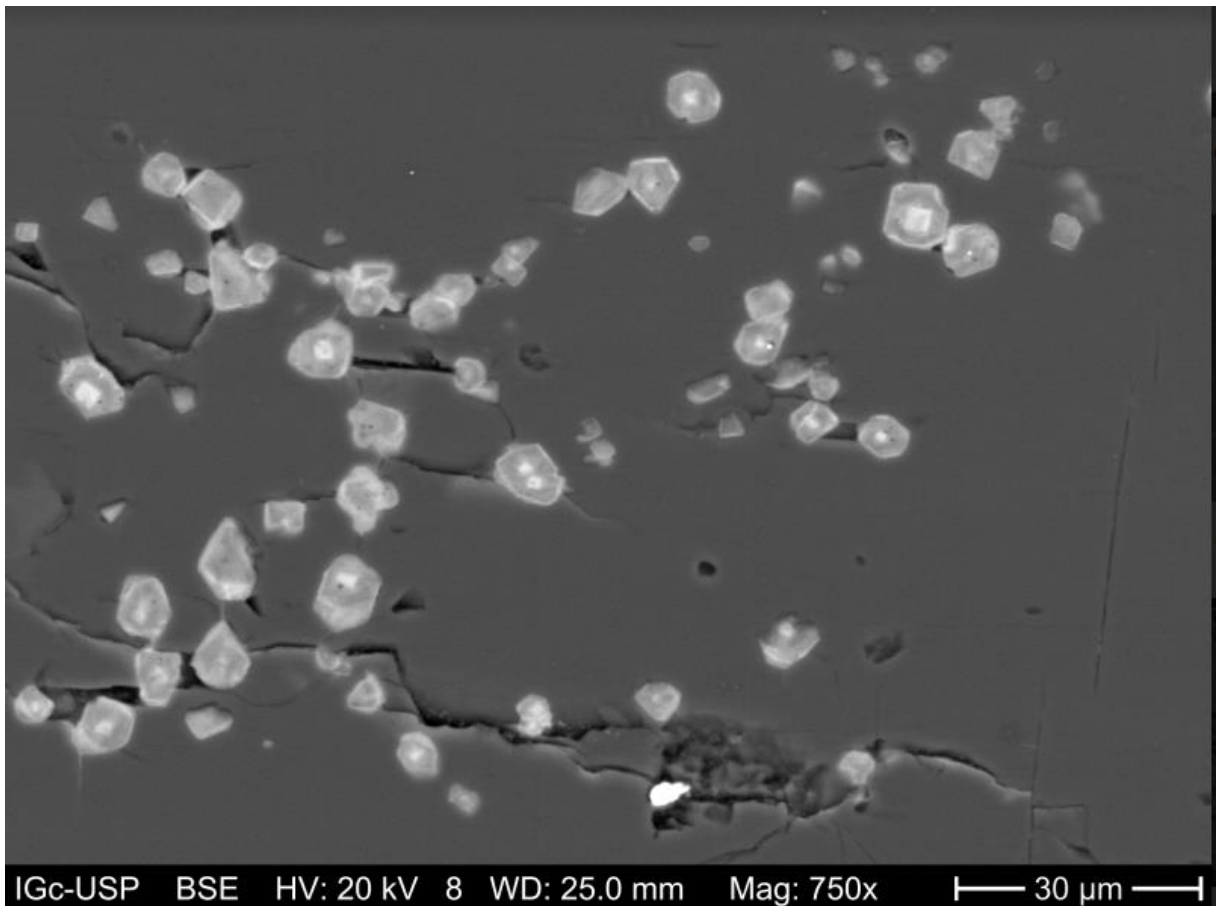


Figura 36. Imagem de MEV de elétrons retroespalhados (BSE) da amostra TF15. Cianita com inclusões de goyazita (cinza claro) e zircão (cor branca).

### 5.1.16. Zircão

O zircão identificado na amostra TF15, corresponde ao cristal mais branco da Fig. 36. É um nesossilicato, sistema tetragonal, de fórmula  $\text{ZrSiO}_4$ , dureza 7,5, brilho adamantino,

densidade 4,68 g/cm<sup>3</sup> (mineral pesado) podendo apresentar cores variadas. Sua importância está relacionada aos métodos de datações.

## 6. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Os minerais encontrados nos sedimentos de estudo que aparecem com maior frequência correspondem, em ordem decrescente, ao quartzo, cianita, hematita, goethita, turmalina, muscovita, montmorillonita, magnetita, ilmenita, rutilo, clorita, caulinita, criptomelana, goyazita e zircão.

Devido ao tempo disponível, não foi possível tratar todos os resultados obtidos. Deu-se ênfase ao mineral cianita, o mineral pesado mais abundante dos sedimentos estudados. Para a amostra TF4, foram obtidas as fórmulas e os parâmetros de cela unitária.

A Tabela 3 apresenta os valores de distâncias interplanares (observados e calculados), intensidade relativa e índices hkl dos planos correspondentes do mineral cianita, tratados no programa CellCalc (MIURA, 2003).

dobs	lobs	dcalc	h	k	l
6,707	4,8	6,711	1	0	0
5,900	0,5	5,903	-1	1	0
4,429	1,6	4,433	1	1	0
4,303	0,4	4,311	0	1	1
3,767	2,8	3,770	-1	2	0
3,767	2,8	3,768	1	-1	1
3,444	1,5	3,446	-2	1	0
3,353	100	3,355	2	0	0
3,185	2,7	3,189	-2	1	1
3,185	2,7	3,190	0	-2	1
3,022	0,5	3,024	0	2	1
3,022	0,5	3,024	1	-2	1
2,950	2,9	2,952	1	2	0
2,950	2,9	2,952	-2	2	0
2,787	0,5	2,789	2	1	0
2,695	1,2	2,700	-2	-1	1
2,632	0,1	2,632	2	0	1
2,604	0,5	2,607	-1	3	0
2,523	0,5	2,524	0	1	2
2,511	5,3	2,514	0	3	0
2,463	0,2	2,464	1	2	1

2,463	0,2	2,463	2	-2	1
2,368	0,2	2,369	1	0	2
2,361	0,5	2,363	1	-1	2
2,361	0,5	2,361	-2	1	2
2,361	0,5	2,367	-2	0	2
2,352	2,5	2,354	-2	3	0
2,332	0,7	2,335	0	-3	1
2,273	0,1	2,275	-1	2	2
2,273	0,1	2,275	0	-2	2
2,235	3,6	2,235	-2	3	1
2,235	3,6	2,236	0	3	1
2,215	4,2	2,216	-3	2	0
2,215	4,2	2,217	2	2	0
2,182	0,4	2,185	-2	-2	1
2,182	0,4	2,185	-3	2	1
2,169	0,1	2,170	1	1	2
2,161	1,5	2,168	-2	-1	2
2,161	1,5	2,163	1	3	0
2,008	0,6	2,008	3	-1	1
2,003	0,6	1,997	-3	-1	0
1,972	0,2	1,974	2	-1	2
1,962	6,5	1,964	-1	4	0
1,943	0,3	1,944	2	2	1
1,943	0,3	1,944	3	-2	1
1,943	0,3	1,936	2	0	2
1,943	0,3	1,936	-3	3	1
1,936	1,2	1,934	-3	0	2
1,883	0,6	1,885	-2	4	0
1,767	1,1	1,768	3	1	1
1,764	0,8	1,766	-4	1	1
1,676	0,1	1,678	-2	-1	3
1,676	0,1	1,678	0	-2	3
1,625	0,2	1,625	3	-1	2
1,625	0,2	1,627	-4	3	1
1,625	0,2	1,623	-4	1	2
1,625	0,2	1,621	-4	3	0
1,593	0,4	1,595	0	-4	2
1,593	0,4	1,594	1	1	3
1,593	0,4	1,593	-3	1	3
1,573	0,1	1,574	1	4	1
1,573	0,1	1,574	3	-4	1
1,573	0,1	1,569	-1	5	0
1,542	0,1	1,539	-3	2	3
1,542	0,1	1,539	-2	-2	3
1,507	0,8	1,507	-2	3	3
1,507	0,8	1,508	0	5	0
1,502	0,2	1,503	-1	5	1
1,502	0,2	1,503	-2	5	1
1,480	0,2	1,480	3	1	2
1,480	0,2	1,480	2	0	3
1,480	0,2	1,479	-4	-1	2
1,474	0,6	1,476	0	-5	1
1,474	0,6	1,476	2	-5	1

1,453	0,6	1,454	-3	5	0
1,417	0,2	1,419	4	1	1
1,415	0,3	1,417	-4	-2	1
1,415	0,3	1,417	-5	1	1
1,394	0,3	1,394	-5	2	0
1,394	0,3	1,395	-1	0	4
1,382	0,2	1,379	1	4	2
1,382	0,2	1,379	3	-4	2
1,382	0,2	1,378	-2	-4	2

Tabela 3. Os valores de distâncias interplanares (observados e calculados), intensidade relativa e índices hkl dos planos correspondentes do mineral cianita tratados no programa CellCalc.

Os parâmetros de cela calculados para a cianita da amostra TF4, a partir do programa CellCalc (MIURA, 2003) estão na Tabela 4, comparados com resultados do banco de dados ICDD (ficha PDF 01-087-1708, amostra proveniente de Minas Gerais, localidade específica não citada) (YANG *et al.*, 1997).

	<b>TF4</b>	<b>ficha PDF 01-087-1708</b>
<b>a(Å)</b>	7,129(3)	7,1200(4)
<b>b(Å)</b>	7,857(3)	7,8479(3)
<b>c(Å)</b>	5,582(2)	5,5738(3)
<b>α(°)</b>	90,00(4)	89,974(3)
<b>β(°)</b>	101,23(4)	101,117(4)
<b>γ(°)</b>	105,98(4)	106,000(4)
<b>V(Å<sup>3</sup>)</b>	294,3(2)	293,31

Tabela 4. Parâmetros de cela unitária da cianita

Os valores de análises químicas por microsonda eletrônica foram utilizados para calcular a fórmula do mineral, utilizando-se o programa Mincalc (MANDARINO, sem data): para a primeira parte do cristal, obteve-se a fórmula  $(Al_{1,98}Fe^{3+}_{0,01})_{\Sigma 1,99}Si_{1,01}O_{5,00}$ . e para a segunda parte do cristal, obteve-se a fórmula  $(Al_{1,97}Fe^{3+}_{0,02})_{\Sigma 1,99}Si_{1,00}O_{5,00}$ .

## 7. CONCLUSÕES

Utilizando-se de técnicas como fluorescência de raios X (FRX), difratometria de raios X (DRX), microscopia eletrônica de varredura (MEV), espectroscopia por dispersão de energia (EDS), microsonda eletrônica (ME) e dispersão de comprimento de onda (WDS), foi possível identificar e caracterizar os minerais presentes, com ênfase nos minerais pesados, em um concentrado histórico de sedimentos da região de Diamantina, identificando os minerais quartzo, cianita, pirofilita, muscovita, clorita, montmorilonita, goethita, magnetita, hematita, ilmenita, turmalina, rutilo, caulinita, criptomelana, goyazita e zircão. Entre estes há que destacar que o mineral pirofilita foi descrito aqui pela primeira vez nestes sedimentos. Além disso, observou-se um novo tipo de ocorrência para o mineral goyazita na forma de preenchimento de fraturas (ou planos de clivagem) em cianita. Conclui-se então que estudos detalhados de mineralogia, até o momento inexistentes para os satélites de diamantes, são muito importantes para caracterizar detalhadamente essa ocorrência, o que poderá trazer informações importantes sobre a origem e sobre a história das rochas da região de Diamantina.

## 8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADDAD, João Eduardo. **Minerais pesados**: uma ferramenta para prospecção, proveniência, paleogeografia e análise ambiental. Belo Horizonte: Imprensa Universitária, 2001.
- ALMEIDA-ABREU, P.A. O caminho das pedras. **Geonomos**, Belo Horizonte, v.4, n.1, p. 77-93, jul. 1996.
- BARDET, M.G. Géologie du diamant. Deuxième partie : Gisements de diamant d'Afrique. Memoire du B.R.G.M., 83, 226p., Paris, 1974.
- CASSEDANNE, J.P. AND CASSEDANNE, J.O. Les anatases de diamantina (Minas Gerais) :minéralogie et importance paléogéographique. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 46, 83-97, 1974.
- CHAVES, Mario Luiz de Sá Carneiro. **Geologia e Mineralogia do diamante da Serra do Espinhaço em Minas Gerais**. 1997. 289 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo 1997.
- CHAVES, Mario Luiz de Sá Carneiro; CARDOSO, Luis Manuel Chambel F. Rodrigues. **Diamante**: a pedra, a gema, a lenda. São Paulo: Oficina de Textos, 2003.
- DAMOUR, A. Bulletin de L'Institut, v. 78, 1853.
- DOSSIN, Antônio Ivo; DOSSIN, Tânia Mara; CHAVES, Mário Luiz de Sá Carneiro. Compartimentação estratigráfica do Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais – Os Grupos Diamantina e Conselheiro Mata. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 20, n.1-4: p. 178-186,, mar./dez. 1990.
- EMERY, K.O.; NOAKES, L.C. Economic placer deposits of the continental shelf. **United Nations ESCAP, CCOP Tech. Bull.**, Bangkok, v.1, p. 95-110, jun. 1968.
- FURTADO, Júnia Ferreira. **Chica da Silva e o contratador dos diamantes**: o outro lado do mito. São Paulo: Cia. das Letras, 2003.
- GORCEIX, H. Sur les gites diamantíferes du centre de la Province de Minas Gerais (Bresil). **Bulletin de la Société Géologique de France**, 3, 134-135, 1881.
- HAUGHTON, P.D.; TODD, S.P.; MORTON, A.C. Sedimentary provenance studies. **The Geological Society London Special Publications**, Londres, v.57, p. 1-11, jan. 1991.
- HUSSAK, Eugenio. **Os Satellites do Diamante**. Tradução de Jorge Belmiro de Araujo Ferraz. Rio de Janeiro: Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, 1917.
- KUCHENBECKER, Matheus *et al.* A utilização de lavras desativadas como laboratórios naturais para ensino de Geociências: exemplos de Diamantina (MG). **Terræ Didática**, Campinas, v.12, n.1, p. 56-68, abr. 2016. Disponível em: <<http://www.ige.unicamp.br/terraedidatica/>>. Acesso em: 4 jun. 2022.
- MANDARINO, J.A. Mincalc program. Sem data.
- MANGE, M.A.; MAURER, H.F.W. **Heavy minerals in colour**. Londres: Springer, 1992.
- ME. Laboratório de Microsonda Eletrônica – ME – NAP Geoanalítica USP, Instituto de Geociências disponível em <<https://igc.usp.br/geoanalitica/laboratorios-de-pesquisa/laboratorio-de-microsonda-eletronica-me/>>. Acessado em: 02 nov. 2022.
- MEV. Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), Instituto de Geociências, disponível em <<https://igc.usp.br/gsa/laboratorios/microscopia-eletronica-de-varredura/>>. Acessado em: 23 set. 2022.
- MIURA, Hiroyuki. CellCalc: unit cell parameter calculation program on Windows computer. **Journal of Crystallographic Society of Japan**, v.45, n.2, p. 145-147, abr. 2003.

- MORTEANI, G. & ACKERMAND, D. Aluminium phosphates in muscovite-kyanite metaquartzites from Passo di Vizzo (Alto Adige, NE Italy). *European Journal of Mineralogy*, 8, p. 853-869. 1996.
- MORTON, A.C. Stability of detrital heavy minerals in tertiary sandstones from the North Sea Basin. *Clay Minerals*, Kingston, v.19, n.3, p. 287-308, jun. 1984.
- MORTON, A.C. Geochemical studies of detrital heavy minerals and their application to provenance research. In: HAUGHTON, P.D.; TODD, S.P.; MORTON, A.C [org.]. Develops in sedimentary provenance studies. **The Geological Society London Special Publications**, Londres, v.57, p. 31-45, jan. 1991.
- MORTON, Andrew C.; HALLSWORTH, Claire. Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, v.90, n. 3-4, p. 241-256, mai.1994.
- MORTON, Andrew C.; HALLSWORTH, Claire. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, v.124, n. 1-4, p. 3-29, mar.1999.
- SCHÖLL, Walter Uwe, FOGAÇA, Antônio C.C. 1979. Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina (MG). In: I SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 1, 1979, Belo Horizonte. **Atas do I Simpósio de Geologia de Minas Gerais**. Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Minas Gerais, 1979. p. 55-73.
- SOUZA, Frederico J.C. de; CASTRO, João H.W. **Treinamento em análise mineralógica de minerais pesados**. Porto Alegre: CPRM, 2010.
- YANG, Hexiong *et al.* Compressibility and crystal structure of kyanite,  $Al_2SiO_5$ , at high pressure. *American Mineralogist*, v.82, n.5-6, p. 467-474, mai/jun. 1997.